SOCIETÀ REALE DI NAPOLI

ATTI

DELLA

REALE ACCADEMIA DELLE SCIENZE FISICHE E MATEMATICHE

SERIE SECONDA

VOL. XIV.

CON 6 TAVOLE

NAPOLI
TIPOGRAFIA DELLA R. ACCADEMIA DELLE SCIENZE FISICHE E MATEMATICHE
DIRETTA DA E. DE RUBERTIS FU MICHELE

1910

ELENCO DEI PRESIDENTI

DELLA R. ACCADEMIA DELLE SCIENZE FISICHE E MATEMATICHE

1862. Costa Oronzio Gabriele
1863. Capocci Ernesto
1864. Gasparrini Guglielmo
1865. Padula Fortunato
1866. De Luca Sebastiano
1867. De Gasparis Annibale
1868. Palmieri Luigi
1869. Trudi Nicola
1870. De Martini Antonio
1871. Padula Fortunato
1872. Guiscardi Guglielmo
1873. Fergola Emanuele
1874. Palmieri Luigi
1875. Padula Fortunato
1876. Panceri Paolo
1877. Trudi Nicola
1878. Cesati Vincenzo
1879. De Gasparis Annibale
1880. Costa Achille
1881. Padula Fortunato
1882. Albini Giuseppe
1883. Trudi Nicola
1884. De Martini Antonio
1885. Fergola Emanuele
1886. Govi Gilberto
1887. Battaglini Giuseppe
1888. De Martini Antonio
1889. Padelletti Dino
1890. Costa Achille
1891. Fergola Emanuele
1892. Palmieri Luigi
1893. Battaglini Giuseppe
1894. Trinchese Salvatore
1895. Fergola Emanuele
1896. Villari Emilio
1897. Siacci Francesco
1898. Albini Giuseppe
1899. Fergola Emanuele
1900. Nicolucci Giustiniano
1901. Capelli Alfredo
1902. Delpino Federico
1903. Fergola Emanuele
1904. Paladino Giovanni
1905. Pinto Luigi
1906. Bassani Francesco
1907. Fergola Emanuele
1908. Paladino Giovanni
1909. Del Pezzo Pasquale
1910. Bassani Francesco

ELENCO DEI SOCII

NEL SETTEMBRE DEL 1910

con la data della loro nomina

UFFICIO DI PRESIDENZA

Presidente — BASSANI FRANCESCO

Vice-Presidente — PINTO LUIGI

Segretario — TORELLI GABRIELE

Tesoriere — OGLIALORO-TODARO AGOSTINO

SOCII ORDINARII

SEZIONE DELLE SCIENZE FISICHE

Socii residenti

1. Albini Giuseppe; 13 giugno 1868.
2. Oglialoro-Todaro Agostino; 12 agosto 1882.
3. Bassani Francesco; 10 dicembre 1887.
4. Paladino Giovanni; 10 giugno 1893.
5. Grassi Guido; 20 febbraio 1897.
6. Della Valle Antonio; 12 febbraio 1898.

7. De Lorenzo Giuseppe; 12 novembre 1904.

8. Piutti Arnaldo; 12 novembre 1904.

9. Cantone Michele; 17 giugno 1905.

10. Cavara Fridiano; 12 Gennaio 1907.

11. Monticelli Francesco Saverio; 13 novembre 1909.

12. Scacchi Eugenio; 13 novembre 1909.

Socii non residenti

13. Taramelli Torquato; 10 dicembre 1892.

14. Pacinotti Antonio; 9 aprile 1898.

15. Paternò Emanuele; 11 febbraio 1905

16. . . . .

SEZIONE DELLE SCIENZE MATEMATICHE

Socii residenti

17. Fergola Emanuele; 19 novembre 1861.

18. Pinto Luigi; 8 giugno 1889.

19. Del Pezzo Pasquale; 20 novembre 1897.

20. Torelli Gabriele; non resid. 10 genn. 1904; resid. 16 ottob. 1907.

21. Pascal Ernesto; 20 novembre 1909.

22. . . . .

Socii non residenti

23. D'OVIDIO ENRICO; 12 giugno 1909.

24. . . . .

SOCII STRANIERI

SEZIONE DELLE SCIENZE FISICHE

1. WEISMANN AUGUSTO; 1° aprile 1893.

2. RETZIUS GUSTAVO; 13 luglio 1901.

3. GEIKIE ARCHIBALD; 6 marzo 1909.

4. . . . .

5. . . . .

SEZIONE DELLE SCIENZE MATEMATICHE

6. AUWERS ARTURO; 9 marzo 1895.

7. POINCARÉ GIULIO ENRICO; 20 novembre 1897.

8. MITTAG-LEFFLER GUSTAVO; 13 luglio 1901.

SOCII CORRISPONDENTI NAZIONALI

SEZIONE DELLE SCIENZE FISICHE

1. COMES ORAZIO; 10 novembre 1883.

2. CAPELLINI GIOVANNI; 14 febbraio 1885.

3. Blaserna Pietro; 2 marzo 1889.

4. Semmola Eugenio; 16 dicembre 1893.

5. Mosso Angelo; 9 aprile 1898.

6. Bakunin Marussia; 11 febbraio 1905.

7. Capobianco Francesco; 11 febbraio 1905.

8. Diamare Vincenzo; 11 febbraio 1905.

9. Parona Carlo Fabrizio; 11 febbraio 1905.

10. Chistoni Ciro; 16 giugno 1906.

11. Giuffrida Ruggieri Vincenzo; 5 marzo 1910.

12. Zambonini Ferruccio; 5 marzo 1910.

13. . . . .

SEZIONE DELLE SCIENZE MATEMATICHE

---

14. Salvatore-Dino Nicola; 12 febbraio 1881.

15. Bianchi Luigi; 9 agosto 1890.

16. Angelitti Filippo; 9 aprile 1898.

17. Masoni Udalrigo; 9 luglio 1898.

18. Montesano Domenico; 13 luglio 1901.

19. Del Re Alfonso; 25 Giugno 1904.

20. Marcolongo Roberto; 12 marzo 1910.

Indice delle Materie

F. Zambonini — *Contributo allo studio dei silicati idrati* (con una tavola) . . . N.° 1

F. Bassani e A. Galdieri — *La sorgente minerale di Valle di Pompei* . . . . » 2

A. Oglialoro, M. Bakunin e F. Arena — *La sorgente minerale di Valle di Pompei* . . . . » 3

R. Torelli — *Sulle proprietà di connessione delle superficie monoidali* (con una tavola) . . . . » 4

A. Piutti — *Azione di acidi dicarbonici non saturi sui p-amminofenoli* . . . » 5

F. Zambonini — *Mineralogia vesuviana.* . . . . » 6

F. Stella Starrabba — *Il cratere di Santa Teresa nei Campi Flegrei* (con quattro tavole . » 7

A. Piutti ed E. Comanducci — *Analisi Chimica dell'Acqua minerale da tavola « Rio d'Oliveto » nei tenimenti d'Oliveto-Citra (Salerno)* . . . . » 8

ATTI DELLA R. ACCADEMIA

DELLE SCIENZE FISICHE E MATEMATICHE

CONTRIBUTO ALLO STUDIO DEI SILICATI IDRATI [1]

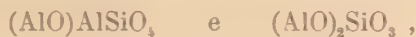
MEMORIA

di FERRUCCIO ZAMBONINI

presentata nell'adunanza del dì 13 Giugno 1908.

Tra gli svariati problemi che rendono così attraente la Mineralogia chimica, uno dei più importanti è quello che si occupa delle relazioni tra la costituzione chimica dei minerali e le loro proprietà cristallografiche e fisiche.

La base fondamentale, necessaria perchè lo studio di queste relazioni possa essere iniziato, è, senza dubbio, la conoscenza esatta della composizione chimica dei minerali. L'analisi quantitativa precisa, però, se costituisce il sostrato indispensabile per ulteriori ricerche, è, da sola, del tutto insufficiente. Essa non permette, infatti, e, ancora, soltanto nei casi più favorevoli, che la determinazione della formula empirica, la quale ha, evidentemente, un valore limitato nell'indagine della dipendenza delle proprietà fisiche di una sostanza dalla sua intima costituzione chimica. Ed invero, sapere di un minerale soltanto che la sua composizione corrisponde alla formula Al_2SiO_5, significa ben poco, perchè, come per primo osservò Groth [2], un tal minerale può essere considerato come un orto- od un metasilicato

$$(AlO)AlSiO_4 \quad \text{e} \quad (AlO)_2SiO_3 ,$$

e può ancora essere interpretato, secondo Vernadskij [3]), come l'anidride di un acido alumosilicico. Soltanto dopo che si sarà stabilita quale è la funzione dell'alluminio, si potrà sapere quali sono i silicati già noti che possono presentare con quello in esame di formula Al_2SiO_5 delle analogie cristallografiche e fisiche non puramente accidentali. L'incertezza, già grave nei casi molto semplici (perfino l'olivina, che dovrebbe rappresentare il più tipico esempio di ortosilicato, può essere considerata, e recentemente così ha fatto Tschermak [4]), come un metasilicato),

[1]) Il presente lavoro è dedicato, in segno di amicizia e di profonda stima, al Dr. George T. Prior, il valente chimico e mineralista del British Museum.

[2]) *Tabellarische Uebersicht der Mineralien.* 1882, 85.

[3]) *O gruppje sillimanita i rolje glinozjema v silicatach.* Moskwa 1891.

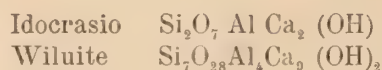
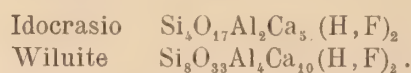
[4]) *Metasilikate und Trisilikate.* Sitzungsber. der k. Akad. der Wissensch. in Wien 1906, CXV. Abt. I, 223.

aumenta rapidamente per poco che la composizione si complichi: già parecchi anni or sono F. W. Clarke [1]) ha notato che la formula $Al_2F_2SiO_4$ si può scrivere in ben sette modi diversi!

Ma l'insufficienza della semplice determinazione della composizione centesimale per uno studio non superficialissimo dei silicati risulta da un'altra grave circostanza, ed è che l'analisi chimica quantitativa da sola non può, spesso, farci conoscere nemmeno la formula empirica. Della esattezza di questa che, a molti, sembrerà una affermazione azzardata, se ne ha ogni giorno la prova nel fatto che studiosi diversi deducono dalle stesse analisi formule empiriche differenti: esempi assai interessanti si vedranno nel corso del presente scritto. Particolarmente importanti sono, sotto questo punto di vista, le ricerche di P. Jannasch e P. Weingarten [2]) sull'idocrasio. Questo minerale contiene quantità assai piccole di sodio e di potassio: pure, a seconda che questi elementi si riuniscono all'idrogeno o agli R'', si giunge, come hanno dimostrato i suddetti chimici, a formule molto diverse. Nella prima ipotesi si ha

Idocrasio $Si_2O_7\ Al\ Ca_2\ (OH)$
Wiluite $Si_7O_{28}Al_4Ca_9\ (OH)_2$

e nell'altra

Idocrasio $Si_4O_{17}Al_2Ca_5\ (H,F)_2$
Wiluite $Si_8O_{33}Al_4Ca_{10}(H,F)_2$.

A seconda della funzione che si assegna al sodio ed al potassio, la wiluite si può considerare come derivata da quattro molecole di idocrasio con eliminazione di $SiO(OH)_2$ e acquisto di calcio, ovvero da due molecole di idocrasio con perdita di 1 Mol. H_2O! Basta una divergenza nell'interpretazione dell'ufficio di elementi che hanno, pure, un'importanza secondaria nella composizione dell'idocrasio e dei quali, anzi, per molto tempo era rimasta ignota la presenza, per condurre a risultati del tutto diversi.

È evidente, quindi, la necessità di non limitare l'indagine chimica nello studio dei silicati alla semplice determinazione della quantità dei diversi costituenti, ma di estenderla, invece, all'esame accurato della funzione chimica dei costituenti stessi. Si saprà, così, con esattezza quali sono gli elementi che, in ciascun minerale, vanno considerati come vicarianti, e si darà una solida base al calcolo della formula bruta: nello stesso tempo si riuniranno i materiali necessarî per stabilire le formule di struttura dei silicati. Disgraziatamente, se è facile il dimostrare l'importanza di indagini in questo senso, già da tempo iniziate, del resto, da valenti chimici e mineralisti come Clarke, Schneider, Steiger, Vernadskij, Thugutt ed altri [3]), molto difficile è, invece, il trovare i metodi sperimentali adatti, perchè ai silicati naturali è impossibile applicare, per ora, la maggior parte di quelli adoperati dai chimici per lo stesso scopo.

Negli ultimi anni io ho cercato di portare un contributo, ben tenue per altro,

---

[1]) *Topas from Stoneham, Maine.* Amer. Journ. of Sc. 1885 (3), XXIX, 378.

[2]) *Ueber die chemische Zusammensetzung und Constitution des Vesuvians.* Zeitsch. f. anorg. Chemie 1895, VIII, 356; 1896, XI, 40.

[3]) Le ricerche di Bischoff e di Lemberg avevano precipuamente uno scopo geologico, ma sono assai spesso preziose anche per lo studio della costituzione dei silicati.

allo studio della costituzione dei silicati naturali, tentando di stabilire quale è l'ufficio dell' idrogeno in quei silicati che, per azione del calore o di sostanze disidratanti, eliminano dell'acqua. Per tutti questi silicati adopero anch'io, qui, il termine comprensivo, ma poco esatto, di silicati idrati, che non si presta, del resto, ad equivoci, dopo la definizione datane.

Per molto tempo l'acqua emessa dai silicati idrati in seguito al riscaldamento è stata considerata come in certo modo estranea all'essenza del minerale di cui fa parte e paragonata all'acqua di cristallizzazione dei sali idrati tipici. In seguito, si è osservato che in alcuni silicati idrati l'acqua viene eliminata soltanto a temperatura molto elevata e la sua uscita determina una modificazione profonda nel minerale: per quest' acqua si è adoperato il termine di « acqua di costituzione » o di « acqua basica ». Per la distinzione dell'acqua di cristallizzazione da quella di costituzione si ammise un criterio assai semplice: si ritenne come appartenente alla prima quella parte che sfugge al disotto di 100° o 110° circa o di un' altra temperatura arbitrariamente scelta, e si ascrisse il resto all' acqua di costituzione. Tra i silicati idrati cristallizzati la gran maggioranza perde a 100° (se si escludono le zeoliti) quantità assai piccole di acqua e si giunse, così, alla conclusione di Haushofer [1], che, all'infuori di poche eccezioni dubbiose, sono soltanto dei silicati amorfi quelli per i quali è necessario ammettere che contengano acqua di cristallizzazione: tutti gli altri sono composti con acqua di costituzione. Perfino in quei minerali che cominciano a perdere acqua già a 100°, ma che diventano completamente anidri soltanto a temperatura molto elevata, si ammise spesso che tutta l'acqua data dalle analisi fosse di costituzione. Di solito, poi, si ritenne come acqua igroscopica quella che viene tolta ai silicati idrati quando sono tenuti a temperatura ordinaria sull'acido solforico concentrato. In tutte queste distinzioni ha sempre regnato la più grande arbitrarietà, e per molti anni ben pochi si sono occupati di constatare se l'« acqua di cristallizzazione » o quella « meccanicamente legata » dei silicati idrati venissero eliminate davvero come negli idrati tipici con acqua di cristallizzazione o come l'acqua che resta aderente ad un precipitato cristallino che si lava. Pure, la necessità di ricerche in proposito doveva apparire ben chiara dopo il lavoro di H. Precht e K. Kraut [2]) nel quale è precisato assai bene il comportamento del diottasio, della calamina e della okenite durante la disidratazione: « Erhitzt man diese Silicate im trockenen Luftstrom auf allmälig steigende Temperaturen, so beginnt der Wasserverlust meist schon bei 100°, ohne 1 At. oder einen einfachen Bruchtheil eines Atoms zu erreichen, bei höherer Temperatur, z. B. bei 300° entweicht wieder Wasser, aber wie auch die Versuche geleitet wurden, es gelang nicht, bestimmt ausgesprochene Unterschiede zu constatieren, aus denen sich der Schluss hätte ziehen lassen, dass diese Verbindungen ihr Wasser in verschiedenen Formen enthalten, oder dass eine derselben dasselbe leichter als die andere entlasse. Formeln, welche das Wasser in dem einem Silicate als basisches, in dem anderen als Krystallwasser aufführen werden demnach bis auf Weiteres willkürlich bleiben ».

---

[1]) *Die Constitution der natürlichen Silicate auf Grundlage ihrer geologischen Beziehungen nach den neueren Ansichten der Chemie.* Braunschweig 1874, pg. 11.

[2]) *Ueber die Dissociation wasserhaltiger Salze.* Liebig's Annalen 1875, CLXXVIII, 149.

Da queste parole di Precht e Kraut, che ho creduto utile riferire integralmente, doveva trarsi la conclusione che vi sono dei silicati idrati nei quali l'acqua non può essere, dato il suo comportamento, nè di « cristallizzazione », nè di « costituzione ». I tempi, però, non erano maturi per trarre partito dalle osservazioni di Precht e Kraut, che passarono inosservate. L'unica discussione che, ad intervalli, si fece, riprendendo così dibattiti già antichi, fu quella circa l'opportunità di una distinzione dell'acqua dei silicati idrati e dei minerali in genere, in acqua di cristallizzazione e acqua di costituzione. Già Haüy [1]), parlando della anidrite e delle sue differenze dal gesso, aveva in certo modo ammesso che l'acqua di cristallizzazione formi parte essenziale dei composti nei quali si rinviene, come risulta dalle sue parole: « Je doute que l'on aille assez loin, lorsqu'on se contente de dire, comme on l'a fait, qu'un principe dont une substance s'empare dès qu'elle est en contact avec lui, et sans le quel il lui est impossible d'arriver à son état de perfection, est étranger à son essence, surtout si l'on considère que la quantité de ce principe est costante dans les différens cristaux d'un même sel ». Seguendo questo concetto di Haüy e sviluppandolo, Laspeyres [2]) e Kosmann [3]), tra gli altri, furono di avviso che l'acqua di cristallizzazione è « ein wesentlicher Bestandtheil der Constitution der betreffenden Substanz, mithin Constitutionswasser » (Laspeyres). Le ragioni che Laspeyres, Kosmann ecc. hanno esposto in sostegno delle loro vedute non sono molto convincenti e sembrano riposare piuttosto su degli equivoci, poichè Laspeyres, ad esempio, fa la deduzione su riportata in base a quanto segue: « Denn entzieht man einer Substanz das sog. Krystallwasser theilweise oder ganz, so hört sie chemisch, morphologisch und physikalisch auf, diese Substanz zu sein ». Ora, tutto ciò può servire per dimostrare che l'acqua di cristallizzazione non è qualche cosa di accidentale, quasi di meccanicamente commisto, non certo, però, mi sembra, per stabilire la sua identità con quella che si svolge dai composti acidi e basici, nei quali, a stretto rigore, non si contiene « acqua ». A nessuno, io credo, verrà in mente di considerare alla stessa stregua l'acqua che si separa dal solfato di rame pentaidrato e quella che per azione del calore viene eliminata, per esempio, dal fosfato monocalcico $CaH_4(PO_4)_2$ quando si trasforma in metafosfato $Ca(PO_3)_2$.

Le idee attuali sugli idrati, che fanno di queste sostanze dei composti molecolari analoghi ai sali doppii spiegano bene l'importanza dell'acqua di cristallizzazione, e, nello stesso tempo, danno anche ragione delle difficoltà che si incontrano, talvolta, nello stabilire se si ha a che fare con acqua di « cristallizzazione » o di « combinazione », così come spesso è difficile il determinare se un composto è da considerarsi come un sale doppio o un sale complesso.

È merito di van Bemmelen e di Tammann l'aver aperto nuove vie alle indagini sulla costituzione dei silicati idrati. Il primo [4]), con uno studio straordinariamente accurato e minuzioso degli idrogeli, stabiliva che l'acqua in questi composti

---

[1]) *Traité de Minéralogie.* 1ère éd. 1801, IV, 351.

[2]) Briefliche Mittheilung an Prof. G. Leonhard. Neues Jahrb. für Min. Geol. etc. 1873, 159.

[3]) *Ueber die Hydratisirung der chemischen Verbindungen und die Constitution der hydratisirten Mineralien.* Chemiker-Zeitung 1887, 555.

[4]) *Die Absorption. Das Wasser in den Kolloiden, besonders in dem Gel der Kieselsäure.* Zeitsch. f. anorg. Chemie 1897, XIII, 233 e volumi seguenti.

si trova in condizioni speciali, e che nulla ha di comune con le due specie d'acqua (di cristallizzazione e di costituzione) fino allora distinte [1]. E, poco dopo, Tammann trovava, insieme a Buxhoevden [2], che il platinocianuro di magnesio contiene dell'acqua allo stato di soluzione solida, e dimostrava, in seguito, che altrettanto accade in molti composti naturali.

I lavori di van Bemmelen e di Tammann hanno, naturalmente, reso più complicato lo studio della funzione dell'idrogeno nei silicati idrati, perchè questo elemento può trovarsi allo stato di H e OH a far parte integrante della molecola del minerale, ovvero sotto forma o di acqua di cristallizzazione, o di acqua disciolta o, finalmente, di acqua assorbita in condizioni analoghe a quelle osservate negli idrogeli. È chiaro che l'idrogeno di un minerale può non trovarsi tutto nelle stesse condizioni, il che complica anche di più le cose [3].

Nello stato attuale delle nostre cognizioni noi possiamo dichiararci già soddisfatti, se ci sarà possibile stabilire con qualche certezza se l'acqua che per azione della temperatura o di sostanze disidratanti viene eliminata da un silicato, si trova in questo, in tutto o in parte, sotto forma di acqua di cristallizzazione o di costituzione, ovvero in quella, fondamentalmente diversa, di acqua disciolta oppure assorbita.

Lo studio accurato della disidratazione dei silicati idrati permette, almeno in molti casi, di distinguere se si ha a che fare con l'acqua di cristallizzazione e di costituzione ovvero con quella disciolta o assorbita.

I due gruppi di composti così distinti presentano, infatti, delle differenze assai importanti nel loro comportamento. Se si toglie l'acqua ad un idrato vero, la tensione di vapore varia in modo discontinuo: resta costante finchè esiste ancora una particella dell'idrato primitivo e varia bruscamente appena anche questa si è trasformata o nel composto anidro o in un idrato più povero d'acqua. Si hanno, perciò, dei punti di trasformazione, nei quali il rapporto dell'acqua alla sostanza anidra è sempre tale da ubbidire alla legge delle proporzioni multiple. Se un idrato si riscalda ad una certa temperatura (s'intende fino a raggiungere l'equilibrio), o non si ha affatto eliminazione di acqua, ovvero ne sfugge una tale quantità che si ottiene o il composto anidro o un altro idrato ben definito. Nelle sostanze, invece, che contengono acqua disciolta o assorbita si osserva che la tensione di vapore varia in modo *continuo* con la composizione: mediante il riscaldamento ad una data temperatura la quantità di acqua eliminata non rappresenta altro che casualmente una frazione semplice di quella totale, e perciò l'acqua che resta una volta raggiunto l'equilibrio non si trova, rispetto alla sostanza anidra, in generale, in un rapporto che stia d'accordo con la legge delle proporzioni multiple. Inoltre la quantità di acqua emessa ad una data temperatura dipende dalla concentrazione della fase gassosa con la quale il composto che si disidrata è in equilibrio. Disidratando

[1]) A prescindere, naturalmente, dall'acqua igroscopica.

[2]) Buxhoevden und Tammann: *Die Hydrate des Magnesiumplatinocyanürs und deren Löslichkeit.* Zeitsch. f. anorg. Chemie 1897, XV, 319. — Tammann: *Ueber die Dampfspannung von krystallisierten Hydraten deren Dampfspannung sich kontinuerlich mit der Zusammensetzung ändert.* Zeitsch. f. phys. Chemie 1898, XXVII, 323.

[3]) Si consulti in proposito l'interessante lavoro di E. Sommerfeldt *Beiträge zur Kenntnis wasserhaltiger Mineralien.* Habilitationsschrift. Tübingen 1902.

un idrato tipico, si ottengono dei sistemi composti da due sostanze (acqua e sale) e da tre fasi (vapor d'acqua e o due idrati o sale anidro e un idrato); nel caso della soluzione solida, le fasi si riducono a due (vapor d'acqua e sostanza sempre più povera d'acqua). In quest' ultimo caso, perciò, la perdita dell' acqua non distrugge l'omogeneità del composto primitivo, i cristalli del quale si mantengono, almeno entro certi limiti, trasparenti.

Così pure, se si pone su acido solforico concentrato o su un'altra sostanza disidratante un idrato tipico, se questo perde acqua, ne perderà tanta da ridursi, ad equilibrio raggiunto, o ad essere affatto anidro, ovvero ad avere la composizione di un idrato definito. Di più, la velocità di dissociazione rimarrà costante finchè esisteranno parti di un idrato superiore, e varierà non appena questi sarà completamente decomposto e comincerà la dissociazione di un idrato inferiore. Come è noto, su questo fatto Müller Erzbach ha fondato il suo metodo per determinare il numero degli idrati di un sale o di un ossido. Da una sostanza contenente acqua disciolta o assorbita, nelle stesse condizioni l'acqua sfuggirà con velocità continuamente variabile, e solo casualmente, all'equilibrio, si potrà avere una composizione che vada d'accordo con la legge delle proporzioni multiple.

Alcuni idrati all'aria umida aumentano di peso. Se non viene presa tanta acqua da cambiare l'idrato solido in una soluzione, si avrà che, all'equilibrio, la composizione sarà variata in modo tale, da corrispondere a quella di un idrato ben definito, più ricco in acqua. Nelle stesse condizioni, i composti con acqua disciolta o assorbita acquisteranno acqua in quantità tale da non essere in rapporto semplice con la sostanza anidra.

In modo analogo agli idrati si comportano i composti con « acqua di costituzione », soltanto in essi l'uscita dell'acqua è accompagnata da profonde modificazioni nella costituzione chimica o addirittura dal completo sfacelo della molecola primitiva.

Fondandoci su questi caratteri, appare possibile il poter distinguere se nei diversi silicati idrati si contiene acqua disciolta o assorbita, ovvero acqua più intimamente legata. Se si tratti, poi, nei diversi casi, di una soluzione solida ovvero di un composto di assorbimento analogo agli idrogeli *per le proprietà dell'acqua*, non è problema di facile soluzione, come vedremo quando ci occuperemo delle zeoliti, tuttavia la struttura « micellare » resa dal van Bemmelen negli idrogeli estremamente probabile, determina la possibilità di certi fenomeni che mancano, naturalmente, negli altri composti.

Per molti silicati idrati non può sorgere dubbio sull'ufficio dell'acqua che da essi sfugge ad alte temperature, e che, evidentemente, è « acqua di costituzione ». Per altri, meno chiari, esistono già delle ricerche assai accurate, come quelle di Le Chatelier [1]) sui minerali del gruppo delle argille. Io ho cercato di studiare i silicati idrati più discussi e per i quali più incerta appariva la funzione dell'acqua. Di alcuni di essi, però, non ho potuto procurarmi, finora, la quantità necessaria per le esperienze.

Dai risultati ottenuti io ho tentato di trarre, quando mi è sembrato possibile, qualche deduzione sulla costituzione chimica dei minerali esaminati. A taluno sem-

[1]) *De l'action de la chaleur sur les argiles.* Bull. de la Soc. franç. de minér. 1887, X, 204.

brerà che, forse, sarebbe stato miglior partito il limitarsi alla pura e semplice rassegna dei fatti osservati, ma io non posso associarmi a tale opinione. Senza le esperienze e le osservazioni, non può, certamente, sussistere una scienza ma non meno certo è che una semplice serie di « fatti » slegati non basta per costituirla. Molto opportuno, a questo proposito, è il seguente brano di una lettera che uno studioso geniale, il de Sénarmont [1]), scriveva nel 1857 a Quintino Sella: «... Je ne suis pas plus partisans que vous des faiseurs de théories, mais je crois qu'il ne faut pas faire de l'art pour l'art, en ce sens que je pense qu'il faut tacher de coordonner les observations de façon qu'on puisse en tirer des conclusions ».

Perchè uno studio della disidratazione dei silicati idrati riuscisse proficuo e potesse servire, eventualmente, anche alle ricerche avvenire, era necessario operare in modo che i risultati ottenuti nei diversi minerali fossero comparabili. Tutte le esperienze furono, perciò, eseguite esattamente allo stesso modo. I minerali da disidratare venivano messi allo stato di polvere assai fina, in un crogiolino che, mediante un opportuno congegno in platino o in filo di nichel si poneva in fondo ad un lungo tubo di vetro chiuso ad un'estremità. Questo tubo veniva chiuso con un tappo, attraversato da due tubetti di vetro, che servivano per far passare per il tubo stesso una corrente d'aria prodotta da un aspiratore. La necessità di eseguire il riscaldamento in corrente d'aria risulta dal fatto, stabilito con esperienze preliminari, che in molti minerali la perdita di peso ad una data temperatura dipende in modo non indifferente dallo stato igrometrico dell'atmosfera circondante il minerale. Per ottenere risultati comparabili bisogna, evidentemente, mettersi sempre nelle stesse condizioni, ciò che si ottiene facendo percorrere il tubo contenente la polvere da riscaldare da una corrente d'aria procurata sempre allo stesso modo. Impiegando per alcuni dei silicati idrati in esame questa disposizione, si doveva, naturalmente, per uniformità di metodo, adoperarla anche per tutti gli altri. La corrente d'aria aveva anche il vantaggio di impedire, trasportando via l'acqua emessa, la formazione intorno al minerale in via di disidratazione di un'atmosfera immobile molto ricca o satura di umidità. Le esperienze sono state eseguite o in corrente di « aria umida » o di « aria secca »: per alcuni minerali sono state, appunto, fatte due serie di esperienze per studiare od accertare l'influenza della concentrazione della fase gassosa sulla quantità di acqua emessa ad una data temperatura. L'aria umida veniva ottenuta facendo passare l'aria, prima di giungere al tubo col minerale, per tre bottiglie di lavaggio contenenti acqua: per avere l'aria secca, si faceva attraversare all'aria un tubo a cloruro di calcio e tre bottiglie di lavaggio con acido solforico concentrato. La temperatura dell'ambiente ha oscillato, durante tutte le esperienze fra 20° e 25° [2]).

---

[1]) A. Cossa, *Sulla vita ed i lavori scientifici di Quintino Sella*. Memorie R. Accad. dei Lincei 1885, II, 10.

[2]) Dopo i diversi riscaldamenti, i crogiolini venivano posti a raffreddare in un essiccatore a cloruro di calcio. Potrebbe obbiettarsi che, sotto l'azione dell'aria secca esistente nell'essicatore, dell'altra acqua può essere tolta ai silicati riscaldati in corrente di aria umida. Devo osservare,

Per riscaldare il tubo con il minerale a temperature crescenti mi sono servito nelle prime esperienze di un bagno di olio di vasellina fino a circa 200°: per temperature più elevate di un bagno di nitrato di sodio e nitrato di potassio nel quale potevo raggiungere temperature poco inferiori a 500° e che determinavo con un termometro a mercurio contenente azoto, con la scala divisa in gradi da 100° a 550°. Il tubo con il minerale si immergeva per un buon tratto in questi bagni. Per le temperature fino a circa 220° ho trovato, però, ben presto, più adatto del bagno di olio di vasellina (che non ho, perciò, più usato) un lungo cilindro d'ottone cavo, a doppia parete. Nello spazio tra le due pareti si poneva un liquido bollente a temperatura adatta, i vapori del quale riscaldavano il tubo con il minerale che si poneva nel cilindro.

Per alcuni dei silicati studiati è apparso importante indagare se erano o no in grado di riprendere l'acqua eliminata, e il precisare le modalità del riacquisto dell'acqua stessa. A questo scopo, io ho usato sempre di tenere il minerale in esame sotto una campana di vetro, su uno strato d'acqua di circa 1 $^1/_2$ cm. di spessore, cioè, in un'atmosfera satura di umidità a 20-25° [1]). Da molti si usa, invece, in questi casi di tenere il minerale « all'aria », in condizioni, cioè, molto imprecise. Per stabilire come procede, in taluni silicati, l'eliminazione dell'acqua per l'azione dell'acido solforico concentrato ho adoperato sempre lo stesso essicatore e la stessa quantità di acido.

Il tempo necessario per raggiungere l'equilibrio nel riassorbimento dell'acqua e nella disidratazione sull'acido solforico concentrato dipende, evidentemente, a parità di tutte le altre condizioni, dalla estensione della superficie libera del minerale. Per ottenere anche qui risultati comparabili, io ho adoperato sempre gli stessi crogiolini e quantità presso a poco uguali di sostanza (0,7-0,8 grammi): solo nel caso di minerali molto ricchi in acqua ho preso una quantità un po' minore (0,5-0,6 grammi), ed una un po' maggiore in quelli più poveri. Altrettanto ho fatto nello studio dell'azione della temperatura sulla disidratazione [2]).

I risultati ottenuti con i metodi descritti portano assai spesso a conclusioni sulla natura dei silicati esaminati diverse da quelle alle quali è giunto Tschermak nei suoi studî sugli acidi silicici ottenuti dai silicati stessi. È, perciò, necessario che io, prima di passare alla esposizione delle mie esperienze, discuta l'attendibilità del metodo di Tschermak, ma prima ancora devo compiere il gradito dovere di ringraziare vivamente il Prof. Eugenio Scacchi, il quale ha fatto il possibile perchè il presente lavoro potesse essere compiuto nell'Istituto da Lui diretto.

---

però, che in tutti i minerali studiati la perdita di peso in aria umida anche a temperature relativamente basse è maggiore di quella che i minerali stessi subiscono sull'acido solforico concentrato o sul cloruro di calcio nel breve tempo necessario al raffreddamento, durante il quale, quindi, non possono eliminare acqua.

[1]) Io ho considerato come raggiunto l'equilibrio, quando dopo un certo numero abbastanza considerevole di ore non si aveva più variazione di peso.

[2]) I risultati degli studî preliminari intrapresi sono stati da me pubblicati nelle « *Ricerche su alcune zeoliti* » (Memorie della R. Accad. dei Lincei 1905, V, 344-374) e « *Ulteriori ricerche sulle zeoliti* » (Ibidem 1906, VI, 102-127). Quanto è contenuto in questi lavori viene qui riprodotto, naturalmente, per sommi capi, a meno che sia stato profondamente modificato. Le due memorie citate non vengono, perciò, ad essere assorbite dal presente scritto.

Gli " acidi silicici „ di Tschermak

Alcuni anni or sono, l'illustre mineralista viennese Prof. G. Tschermak [1]), faceva conoscere un nuovo metodo da lui escogitato per studiare la costituzione dei silicati, e che consiste nel decomporre i silicati naturali alla temperatura ordinaria o a non più di 70° con acido cloridrico diluito, nel lavare perfettamente l'« acido silicico » ottenuto e, dopo che questo si è raccolto, nel determinare ad intervalli fissi la diminuzione di peso che l'acido stesso subisce all'aria a causa della eliminazione dell'acqua meccanicamente commista. La differenza tra due pesate consecutive è dapprima molto considerevole, bruscamente diventa più piccola, e ciò indica, secondo Tschermak, che l'acqua meccanicamente legata è tutta sfuggita. Determinando, a questo punto, il rapporto Si : H si ha la composizione dell'acido silicico dal quale dovrebbe derivare il silicato studiato. Col suo metodo modificato e perfezionato Tschermak stesso ha eseguito parecchie determinazioni ed altre ne hanno fatte i suoi allievi.

I risultati ottenuti da Tschermak per molti minerali sono così inaspettati, da svegliare necessariamente la diffidenza sulla bontà del metodo impiegato. Specialmente coloro che conoscevano i lavori di van Bemmelen sulla silice gelatinosa ottenuta mediante l'azione dell'acido cloridrico sulle soluzioni acquose dei silicati alcalini, non potevano non restar stupiti nel vedere come lo Tschermak non dedicasse nemmeno una parola a questi lavori e alla dimostrazione che le sostanze da lui ottenute erano dai composti chimici ben definiti e non degli idrogeli. Ed un valente chimico, lo Jordis [2]), fece appunto notare l'errore nel quale con tutta probabilità era caduto lo Tschermak, poichè il van Bemmelen ha dimostrato che la quantità di acqua contenuta in un gelo e la sua tensione di vapore dipendono da molti fattori, e che si ottengono due idrogeli diversi perfino a seconda della concentrazione della soluzione di silicato alcalino che s'impiega. E parecchie altre osservazioni critiche importantissime fece Jordis ai lavori di Tschermak, ma questi non si curò nemmeno di rispondere.

Pochi mesi or sono Mügge [3]), per stabilire se le critiche di Jordis erano fondate, eseguì delle esperienze sull'« acido » fornito dalla natrolite, e trovò composizione molto diversa a seconda della temperatura e della tensione di vapore dell'ambiente nel quale si teneva l'idrogelo a essicare. Al Mügge, Tschermak [4]) ha risposto, ma in modo, secondo me, non persuasivo: Jordis ha detto le ragioni teoriche che non permettono di accettare senz'altro le conclusioni di Tschermak, Mügge ha dimostrato che col « metodo di Tschermak » si ottengono degli idrogeli

---

[1]) *Ueber die chemische Konstitution der Feldspathe.* Sitzungsber. der Akad. der Wissensch. in Wien 1903, CXII, Abt. I, 355. — *Darstellung von Kieselsäuren durch Zersetzung der natürlichen Silikate.* Zeitsch. f. phys. Chemie 1905, LIII, 348 ed altri lavori.

[2]) *Zur Chemie der Silikate.* Zeitsch. f. angew. Chemie 1906, XIX, Heft. 41. — *Ueber kolloidale Kieselsäure.* Zeitsch. f. Chemie und Industrie der Kolloide 1906, Heft. 4.

[3]) *Bemerkungen und Versuche zu Tschermak's Methode der Darstellung von Kieselsäuren etc.* Centralblatt für Min. Geol. etc. 1908, 129.

[4]) *Ueber die Darstellung der Kieselsäuren.* Centralbl. für Min. Geol. etc. 1908, 225.

e non dei composti chimici definiti, ed una discussione a parole non può distruggere i fatti osservati. Perchè il metodo di Tschermak possa acquistare diritto di cittadinanza nella mineralogia chimica bisogna che il suo autore dimostri che gli « acidi » preparati sono davvero dei composti chimici definiti. È molto strano mi sembra che Tschermak dichiari la critica di Mügge « nicht stichhaltig » quando perfino dai lavori suoi e dei suoi allievi ne risulta la giustezza. Egli stesso, infatti, ha dimostrato nel modo il più indiscutibile che i suoi « acidi » sono degli idrogeli, avendo osservato che questi hanno nell' essicamento un comportamento identico a quello dell' idrato ferrico precipitato con l'ammoniaca! Ora per quest'ultimo il van Bemmelen [1]) ha stabilito con tutta certezza che si tratta di un idrogelo che ha le proprietà delle sostanze amorfe e più specialmente di quelle colloidali: che non forma un idrato chimico e che il suo contenuto in acqua dipende in modo continuo: 1° dalla struttura che ha acquistato in seguito alle modalità della preparazione, ecc.; 2° dalla concentrazione della fase gassosa; 3° dalla temperatura.

Così pure Tschermak ha trovato che l'acido ottenuto aggiungendo acqua al cloruro di silicio e che sarebbe H_4SiO_4, tenuto per qualche giorno a 80° e sottoposto, poi, al disseccamento dà « acidi » con 28-20 % d'acqua. Quale fiducia si può, dopo ciò, avere nei risultati ottenuti decomponendo certi minerali a 70°, specialmente quando l'azione di questa temperatura si è esplicata perfino durante tre settimane?

Mügge ha dimostrato che, almeno nel caso da lui studiato della natrolite, la curva di essicamento dell'acido silicico non presenta il « Knick » sul quale Tschermak fonda le sue determinazioni, ovvero il « Knick » stesso non è netto. Tschermak combatte fortemente queste conclusioni, ma non si è accorto che si possono trarre anche da alcuni dei lavori suoi e dei suoi allievi, i quali qualche volta hanno perfino riconosciuto che il « Knick » è « wenig ausgeprägt ». Per molti dei minerali studiati col metodo di Tschermak risulta, infatti, che le differenze tra due pesate consecutive vanno diminuendo in modo continuo, sicchè l' esistenza di un vero « Knick » è da escludersi, mentre in altri casi esso, però, esiste indubbiamente.

Del resto, che la composizione degli « acidi » ottenuti col metodo di Tschermak sia incerta risulta dal seguente esempio. A. Himmelbauer [2]) ha tratto, a Vienna, dalla lievrite elbana un acido con 24.06 e 22.79 % H_2O: poco dopo, E. Baschieri [3]), a Pisa, pure dalla lievrite elbana otteneva un acido con 30.20, 31.76, 31.21, 29.52 % H_2O, quantunque avesse operato esattamente secondo i consigli di Tschermak. Nè a queste gravi discrepanze che conducono a considerar la lievrite come un derivato di un acido H_2SiO_3 o $H_6Si_2O_7$, si può opporre il fatto della concordanza ottenuta in altre ricerche, perchè è certo che, lavorando sempre esattamente nelle stesse condizioni, anche con un metodo errato si otterranno risultati non discordi [4]).

Tutto ciò dimostra la scarsa fiducia che merita il « metodo di Tschermak »,

---

[1]) *Die Absorption. IV Abhandlung. Die Isotherme des kolloïdalen Eisenoxyds bei 15°.* Zeitschr. f. anorg. Chemie 1899, XX, 185.

[2]) *Ueber Lievrit und die Datholithgruppe.* Sitzungsberichte der k. Akad. der Wissensch. in Wien 1906, CXV, Abt. I, 1177.

[3]) *Sulla costituzione della ilvaite.* Processi verbali della Società Toscana di Scienze Naturali. Adunanza del 5 Maggio 1907.

[4]) Si confronti, del resto, in proposito, quanto si dirà sul serpentino.

tanto più che molte delle conclusioni alle quali finora ha portato sono sicuramente errate. Lasciando stare il caso della grossularia, dell'epidoto, della prehnite che diventano derivati di un acido $H_4Si_3O_8$, della olivina che si deriva dall'acido metasilicico mentre la monticellite resta un ortosilicato, deduzioni tutte poco probabili, ma, pure, possibili, sta di fatto che, per esempio, la natrolite non può essere un ortosilicato, perchè già da tempo Clarke e Steiger [1]) hanno dimostrato che questo minerale non contiene « acqua di combinazione » e che, perciò, ha la formula $Na_2Al_2Si_3O_{10} \cdot 2H_2O$. E quando la Sig.ra Hillebrand [2]) dà alla heulandite la formula $Si_6O_{17}H_2O_4Al_2O_2CaH_8 + H_2O$ dimostra non già soltanto di ignorare il mio povero lavoro su questo minerale [3]), ma anche quanto già da molti anni si sapeva sull'acqua delle zeoliti.

E per il profondo rispetto che io ho per il Prof. Tschermak non credo di insistere ulteriormente su tutto ciò, e su parecchie altre obbiezioni non lievi che si potrebbero muovere a molte sue affermazioni puramente arbitrarie sulla natura di alcuni dei silicati da lui studiati. Io credo il già detto sufficiente per stabilire che non dobbiamo stupirci se lo studio dell'ufficio dell'acqua nei silicati idrati porta a conclusioni molto diverse da quelle che si hanno col « metodo di Tschermak ».

Questo metodo, del resto, non è, secondo me, applicabile, qualora venisse dimostrato esatto, che a quei silicati che il Vernadskij [4]) chiama silicati semplici, ma in nessun modo ai derivati di acidi silicici complessi (allumo, ferri, borosilicati etc.). Ed infatti, se il granato, per esempio, è un allumosilicato, l'acido del quale questo minerale è il sale di calcio, dovrà essere un acido allumosilicico, così come il borotungstato di cadmio (per citare un composto di uso comune nei laboratori di mineralogia) non è il sale di cadmio di un acido borico o di un acido tungstico, ma, invece, di un acido complesso borotungstico. A nessuno verrebbe in mente, io credo, per studiare la costituzione di questo composto, di stabilire il per cento d'acqua dell'« acido tungstico » che si può ottenere dalla sua decomposizione, perchè non se ne potrebbe trarre alcuna conclusione, così come nulla si può dedurre circa la costituzione dei silicati complessi dagli « acidi » silicici provenienti dall'azione su di essi dell'acido cloridrico.

E veniamo, ora, alle esperienze da me eseguite sui silicati idrati.

Taumasite

Il primo che abbia analizzato questo interessante minerale scoperto da A. E. Nordenskjöld [5]), è stato G. Lindström [6]), il quale da tre analisi concordanti

---

[1]) *The action of ammoniumchloride upon silicates.* Bulletin of the U. S. Geol. Survey, No. 207, pg. 22 e seguenti.

[2]) *Serpentin und Heulandit.* Sitzungsberichte der k. Akad. der Wissensch. in Wien 1906, CXV, Abt. I, 697.

[3]) *Ricerche su alcune zeoliti* (già citate).

[4]) *Zur Theorie der Silikate.* Zeitsch. f. Kryst. 1901, XXXIV, 37.

[5]) *Sur une nouvelle espèce minérale nommée thaumasite.* Compt. rend. 1878, LXXXVII, 313.

[6]) *Thaumasit, ett nyt Mineral fran Aareskutan.* Ofv. af Kgl. Vetenskaps-Akad. Förhandl. 1878, No. 9, 43.

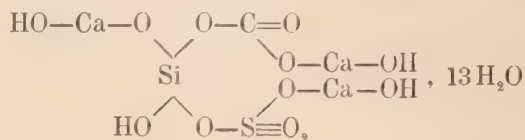
dedusse la formula $CaSiO_3 . CaCO_3 . CaSO_4 . 14H_2O$. Parecchi anni dopo, Widman [1]) descrisse un nuovo giacimento di taumasite e comunicò due analisi eseguite da Hedström sul nuovo materiale e che conducevano alla formula stessa data da Lindström, ma con 15 molecole d'acqua. Il Widman mostrò che anche le analisi di Lindström sono in miglior accordo con quest'ultima formula che con quella con $14H_2O$.

La formula $CaSiO_3 . CaCO_3 . CaSO_4 . 15H_2O$ fu, in seguito, confermata dalle analisi eseguite da Penfield e Pratt [2]) e da Pisani [3]) sulla taumasite di West Paterson, N. J., e da Bäckström [4]) su quella di Skottvaang.

L'acqua della taumasite fu dapprima considerata come di cristallizzazione, fondandosi sulle esperienze di Lindström, secondo il quale il minerale perde lentamente acqua a cento gradi. Ricerche più estese furono eseguite, però, soltanto da Penfield e Pratt, i quali trovarono che la taumasite di West Paterson a 100° perdette 20.35 % dopo 90 ore di riscaldamento, senza che si fosse ancora raggiunto l'equilibrio. Peso costante sopravveniva, invece, rapidamente a 150°, come pure a 200°, 250° e 300°. Gli autori prolungarono il riscaldamento ad ogni temperatura fino a tanto, che un nuovo riscaldamento alla stessa temperatura non produceva che un aumento di pochi decimi di milligrammo nella perdita di peso. Tra 300° e 360° non osservarono alcuna uscita d'acqua, benchè il minerale contenesse ancora circa 1 % H_2O. Penfield e Pratt riunirono nella tabella qui sotto riprodotta i loro risultati:

	Perdita	Parti proporzionali ($^1/_{15}$ dell'acqua totale presa come unità)
Due giorni nell'essicatore	nulla	
9 ore a 150°	37.41	13.13
7 » 200	1.82	0.64
8 » 250	1.41	0.50
5 » 300	1.05	0.37
sotto il rosso	1.08	0.38
	42.77	

In base a queste esperienze, Penfield e Pratt ritennero che 13 molecole di acqua fossero da considerarsi come rappresentanti acqua di cristallizzazione e le altre due acqua di costituzione. Queste due molecole vengono emesse a quattro diverse temperature, il che indicherebbe l'esistenza di quattro gruppi OH indipendenti. Gli autori giunsero, come conclusione, a ritenere probabile la formula

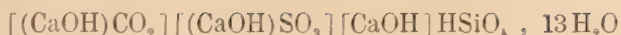
```
HO—Ca—O    O—C=O
      \  /      \
       Si        O—Ca—OH
      /  \       O—Ca—OH , 13H2O
    HO    O—S≡O2 /
```

[1]) Recensione nella Zeitsch. f. Kryst. 1892, XX, 373.

[2]) *Ueber das Vorkommen des Thaumasits bei West-Paterson in New Jersey.* Zeitsch. f. Kryst. 1896, XXVI, 262.

[3]) *Notice sur la Thaumasite.* Bull. soc. franç. de minér. 1896, XIX, 85.

[4]) *Thaumasit von Skottvaang im Kirchspiel Gaasinge etc.* Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. 1897, XIX, 307.

che si può anche scrivere

$$[(CaOH)CO_2][(CaOH)SO_3][CaOH]HSiO_4 \,,\; 13H_2O$$

e che presenta, appunto, quattro ossidrili indipendenti.

Nonostante la grande autorità di Penfield e Pratt, i loro risultati non mi riuscirono molto persuasivi. Sopratutto due fatti mi fecero sorgere gravi dubbi sulla esattezza delle loro determinazioni. Il primo è che a 100° non riuscirono a raggiungere un peso costante, ed il secondo, più grave, è che mentre $^1/_2$ H_2O corrisponde, data l'acqua totale da essi trovata, a 1.42 %, i valori ottenuti oscillano tra 1.05 e 1.82 %. Risolsi, perciò, di eseguire delle nuove esperienze.

La taumasite che io ebbi a mia disposizione proveniva, come quella studiata da Penfield e Pratt, da West Paterson, N. J. Per ciò che si riferisce ai caratteri esterni del mio materiale non ho nulla da aggiungere a quanto è stato scritto da questi autori. Non tralasciai di assicurarmi, anche con l'esame microscopico, della purezza della sostanza su cui dovevo sperimentare.

Diverse e concordanti determinazioni dell'acqua totale hanno dato, come valore medio, 42.80 %, in ottimo accordo con Penfield e Pratt, che trovarono 42.81 e 42.72 %. Una molecola d'acqua corrisponde nel mio materiale a 2.85 %.

Le disidratazioni furono tutte eseguite in corrente di aria umida, e nelle diverse esperienze si adoperarono quantità di taumasite varianti tra gr. 0.56 e 0.70 circa. Dirò subito che i risultati da me ottenuti sono del tutto diversi da quelli di Penfield e Pratt.

La taumasite di West Paterson subì, riscaldata per 4 ore a 112° una perdita di peso uguale a 12.83 %. Prolungando il riscaldamento per altre due ore, la perdita raggiunse 17.89 %. Rimossi allora la polvere del minerale con un filo di platino e tornai a scaldare, sempre a 112°, per altre sette ore: l'acqua uscita salì a 36.89 %. Proseguii il riscaldamento per 15 ore (in tre volte), ma non potei constatare alcuna ulteriore perdita di peso.

Una nuova quantità di sostanza fu tenuta per cinque ore a 158°-160°, subendo, così, una diminuzione di peso pari a 39.85 %. Con altre tre ore di riscaldamento alla stessa temperatura non si determinò alcuna variazione nella quantità di acqua emessa. Ora, se noi ci riferiamo alla quantità totale di acqua contenuta nel minerale, abbiamo che quella espulsa a 112° corrisponde a 12.94 molecole H_2O e quella svolta a 158°-160° a 13.98 molecole. Quindi la taumasite di West Paterson perde a 112° 13 H_2O ed un'altra molecola d'acqua a 158°-160°.

Più difficilmente viene emessa l'ultima molecola d'acqua del minerale. Riscaldando una nuova porzione di polvere a 205° per cinque ore si osservò una perdita di peso uguale a 41.73 %, che con altre cinque ore di riscaldamento salì a 41.94 % e dopo altre cinque ore ancora a 42.07 %. L'esperienza fu a questo punto abbandonata: il minerale aveva formato delle piccole pallottoline, le cui parti interne non potevano, evidentemente, disidratarsi completamente alla temperatura alla quale si operava, perchè esse non raggiungevano che una temperatura inferiore a quella della superficie esterna delle pallottoline stesse e di quella parte di sostanza che si trovava in contatto diretto delle pareti del crogiolino. Innalzando la temperatura a 240°-250°

si aveva disidratazione quasi completa del minerale. Con altre esperienze che stimo inutile riferire qui estesamente, ho potuto accertarmi che l'acqua emessa in un determinato tempo a 205° dipende dalla quantità di sostanza impiegata, e che quella parte di acqua che non si riesce a scacciare a questa temperatura è più piccola se, invece di riscaldare direttamente la taumasite a 205°, la si disidrata prima parzialmente a 112°, poi a 158° e finalmente a temperatura più elevata. Si hanno, nella disidratazione della taumasite, fenomeni analoghi a quelli che sono presentati dall'allume e che furono così accuratamente studiati da Juttke [1]. La dissertazione di Juttke dà degli esempi assai caratteristici degli errori gravi nei quali si può incorrere, se non si studia con grande cautela la disidratazione dei composti idrati. Il metodo applicato in questo lavoro, del riscaldamento in corrente d'aria o umida o secca a seconda dei casi risulta assai più sicuro di quello ordinariamente adottato del riscaldamento nelle stufe ad aria.

Dai risultati da me ottenuti nella taumasite di West Paterson si deduce che l'acqua di questo minerale viene emessa in gran parte (13 molecole) a 112°: un'altra molecola a 158°-160° e l'ultima, finalmente, poco sopra i 200°. La distinzione di quattro ossidrili indipendenti fatta da Penfield e Pratt si appalesa del tutto insostenibile. Nè si può ammettere, fondandosi sul fatto che a 205° la disidratazione non è completa, che l'ultima molecola d'acqua vada via in due volte, perchè la quantità non iscacciata a 205° non corrisponde affatto a mezza molecola e non è costante, ma dipende, come si è accennato, principalmente dalle modalità dell'esperienza.

È, del resto, cosa ben nota che è assai spesso difficile scacciare tutta l'acqua dai composti idrati, senza che vi sia la minima relazione tra questa difficoltà ed una diversità di funzione delle diverse molecole d'acqua contenute in una sostanza. Così, per esempio, la pirssonite, nella quale Pratt [2]) giustamente ammette soltanto acqua di cristallizzazione, richiede la temperatura del rosso debole per scacciare gli ultimi 0.16 % della sua acqua, che pure viene emessa nella quasi totalità a 150°. Il solfato di cerio ottoidrato a 230° contiene ancora, secondo Brauner [3]), 0,263 % H_2O e a ± 630° 0.012 %. È anche ben conosciuta, specialmente per le ricerche assai minute del Dobrovolsky [4]) la grande difficoltà che si ha nel disidratare completamente il borace, che pure contiene, almeno come di solito si crede, sola acqua di cristallizzazione.

Molti silicati idrati (serpentino, prehnite, ecc.) emettono, come è noto, quasi tutta la loro acqua al rosso, ma per scacciarne le ultime tracce si richiede la soffieria. In tutti questi casi, l'impossibilità di eliminare tutta l'acqua di un composto ad una temperatura alla quale pure ne viene espulsa la massima parte, dipende principalmente dall'agglomerarsi della sostanza e dalla diversa distanza alla quale questa si trova, nelle sue parti, dalle pareti del crogiolo, condizioni queste che non

[1]) *Ueber die Bindung des Krystallwassers in einigen Alaunen.* Inaug. Dissert. Berlin 1887.

[2]) *Ueber Northupite, Pirssonit (ein neus Mineral), Gay-Lussit und Hanksit vom Borax Lake etc.* Zeitsch. f. Kryst. 1897, XXVII, 416.

[3]) *Revision des Atomgewichtes des Ceriums.* II. Theil. Zeitsch. für anorg. Chemie 1903, XXXIV, 207.

[4]) Citato dall'articolo di Brauner sul peso atomico del boro nell'*Handbuch der anorganischen Chemie* di Abegg.

permettono di far raggiungere la stessa temperatura a tutta la sostanza stessa. In parte, specialmente per le disidratazioni eseguite a temperatura molto elevata, può aversi anche a che fare con fenomeni di occlusione, analoghi a quelli che si hanno nella decomposizione di certi nitrati, nella riduzione di alcuni ossidi ecc.

Come va considerata l'acqua della taumasite? Sulle tredici molecole che vengono emesse a 112° credo non possa revocarsi in dubbio che si tratti di acqua di cristallizzazione: discrepanza potrebbe sorgere solo sulla funzione delle altre due che sfuggono a temperatura più elevata. Nessun fatto permette, però, a mio parere di considerarle, allo stato delle nostre conoscenze sulla taumasite, come rappresentanti acqua di costituzione. È frequentissimo il caso di idrati, che specialmente se contenenti diverse molecole di acqua di cristallizzazione, perdono quasi tutta la loro acqua a circa 100°, mentre una o due molecole vengono emesse a temperatura anche assai considerevolmente più elevata, senza che per questo solo fatto se ne deduca l'esistenza in essi di acqua di costituzione. Tanto meno si può fare ciò nella taumasite, quando si pensi che l'ultima molecola d'acqua di questo minerale viene scacciata completamente ad una temperatura poco superiore ai 200°, mentre la messelite $(Ca, Fe, Mg)_3(PO_4)_2 + 2\frac{1}{2}H_2O$, che contiene solo acqua di cristallizzazione, non comincia a disidratrarsi, secondo Muthmann [1]), che a 270° ed una parte dell' acqua viene trattenuta dal minerale così fortemente, che per arrivare alla sua eliminazione completa è necessario ricorrere ad un prolungato riscaldamento al rosso oscuro.

Se si ammette che la taumasite contenga soltanto acqua di cristallizzazione, si deduce che questo minerale va considerato come un sale doppio idrato

$$CaSiO_3 \,.\, CaCO_3 \,.\, CaSO_4 + 15\,H_2O \;.$$

Sarebbe, quindi, un sale tetrageno, come chiama Meyerhoffer [2]) quei sali che, a prescindere dall'acqua di cristallizzazione, si compongono di quattro diversi radicali, ed apparterrebbe a quelli che sono esprimibili per mezzo di tre sali.

Per terminare sulla taumasite, esporrò brevemente i risultati delle esperienze eseguite sul riassorbimento dell' acqua da parte del minerale parzialmente o completamente disidratato.

La taumasite che a 112° aveva perduto $13\,H_2O$ posta in ambiente saturo di umidità riprese

dopo ore 17	11.59 %
» » 41	12.96
» » 71	13.41
» » 239	14.92
» » 478	14.96

Ora poichè 11.40 % H_2O corrispondono a quattro molecole e 15.68 a molecole 5.5 di acqua, ne segue che la taumasite di West Paterson parzialmente disidratata

---

[1]) *Messelit, ein neues Mineral.* Zeitsch. f. Kryst. 1890, XVII, 93.

[2]) *Ueber tetragene Doppelsalze mit besonderer Berücksichtigung des Kainits.* Zeitsch. f. anorg. Chemie 1903, XXXIV, 145.

a 112° riprende con grande rapidità quattro molecole d'acqua ed in seguito molto lentamente ancora circa una molecola e mezzo, qualora venga tenuta in ambiente saturo di umidità.

La taumasite riscaldata prima 15 ore a 205° e poi tre ore a 250°, tenuta in ambiente saturo di umidità riprese:

dopo ore 5	11.22 %
» » 17	12.88
» » 71	17.27
» » 162	18.22
» » 280	19.18
» » 336	19.66
» » 471	20.52
» » 615	21.40
» » 737	21.63
» » 1000	21.55

A questo punto si ritenne raggiunto l'equilibrio. Ora, poichè

4 H_2O	corrispondono a	11.40 %
6 »	»	17.10
7 »	»	19.95
7.5 »	»	21.38

si scorge senz'altro che la taumasite riscaldata nel modo suddetto riprende con grande rapidità quattro molecole d'acqua, un po' più lentamente altre due molecole ed infine, con grande lentezza, ancora una molecola e mezzo. Si giunge, quindi, ad un composto che contiene soltanto 7.5 H_2O, ossia la metà dell'acqua del minerale naturale. Nella taumasite riscaldata a 112° in seguito alla ripresa parziale dell'acqua emessa, si giunge ad un prodotto contenente ugualmente 7.5 H_2O. Si ha, perciò, un'altra prova che l'uscita delle due molecole di acqua che vengono espulse soltanto al disopra di 112° non modifica in modo essenziale le proprietà del minerale.

Epidoto

L'idrogeno che si svolge sotto forma di acqua da questo minerale quando viene calcinato appartiene senza dubbio alla costituzione del minerale stesso, e tutti concordano in ciò. Appunto per questo motivo io ho creduto utile eseguire qualche esperienza sulla sua disidratazione, per poter, così, confrontare il suo comportamento con quello di altri minerali nei quali, secondo me a torto, si è finora ammessa l'esistenza di « acqua di costituzione ».

L'epidoto verde cupo di Val d'Ala (ne adoperai gr. 2.6784) subisce le seguenti perdite di peso quando viene riscaldato in corrente d'aria umida:

T	Acqua emessa
98°	0.06 %
120	0.10
370	0.10
406	0.10
470	0.10

Anche a temperatura più elevata, ma non esattamente determinata, la perdita di peso non aumenta. Soltanto al rosso vivo si ha l'uscita, d'un colpo, dell'idrogeno contenuto nel minerale, e l'acqua formatasi e sfuggita ammonta a 2.10 %.

Prehnite

Per lungo tempo si è ritenuto che la prehnite appartenesse al gruppo delle zeoliti e che la sua acqua godesse le proprietà di quella di quei minerali. Nel 1868, però, il Rammelsberg [1]) dimostrava, con esperienze, che l'acqua della prehnite è di costituzione, poichè viene espulsa soltanto al rosso e dopo l'arroventamento il minerale, tenuto in atmosfera umida, non riacquista l'acqua perduta.

Dopo gli studî del Rammelsberg, la prehnite fu considerata generalmente come un ortosilicato $H_2Ca_2Al_2(SiO_4)_3$. I risultati del Rammelsberg furono confermati, del resto, da diversi studiosi. Così V. Goldschmidt [2]) trovò che la prehnite della Val di Fassa riscaldata in un tubetto di vetro su una fiamma a spirito non dà acqua e resta inalterata. Diversi anni più tardi E. A. Schneider [3]) studiando la prehnite, pure della Val di Fassa, osservava che a 105° questo minerale subiva una perdita di peso assai piccola (0.17 %), che saliva a 0.31 % tra 250° e 300°. Ricerche più estese sull'emissione dell'acqua da parte della prehnite riscaldata a diverse temperature furono eseguite da F. W. Clarke e G. Steiger [4]), i quali, operando sulla prehnite di Paterson, ottennero i seguenti risultati:

	Acqua espulsa	
a 100°	0.21 %	
180	0.18	0.39 %
250	0.10	0.49
350	0.11	0.60
principio del rosso	0.28	0.88
rosso vivo	4.05	4.93
soffieria	0.09	5.02
	5.02	

Clarke e Steiger conclusero, perciò, che l'acqua della prehnite è di costituzione e che la formula di ortosilicato su riferita è giusta.

Nel 1898, però, un'opinione del tutto diversa fu esposta dal Tammann [5]), il quale, studiando la tensione di vapore della prehnite a temperatura ordinaria, ritenne che in questo minerale l'acqua si trova allo stato di soluzione solida, perchè, come è noto, il Tammann crede che se la tensione di vapore varia alla tempe-

[1]) Zeitsch. d. d. geolog. Gesellsch. 1868, XX, 79.

[2]) *Unterscheidung der Zeolithe vor dem Löthrohr.* Zeitsch. f. analyt. Chemie 1878, XVII, 286.

[3]) Bulletin of the U. S. Geological Survey, No. 113, pg. 110.

[4]) *The action of ammonium chloride upon silicates.* Bulletin of the U. S. Geol. Survey, No. 207, pg. 25.

[5]) *Ueber die Dampfspannung von krystallisirten Hydraten etc.* Zeitsch. f. physik. Chemie 1898, XXVII, 323.

ratura ordinaria in modo continuo con la composizione, altrettanto deve accadere a temperature più elevate.

Era quindi necessario riprendere lo studio della prehnite per stabilire quale delle due maniere di considerare l'ufficio dell'acqua nel minerale è la giusta, e ciò tanto più che, veramente, dalle esperienze di Clarke e Steiger potrebbe anche trarsi la conclusione che la curva di disidratazione della prehnite non sia fondamentalmente diversa, all'infuori delle temperature necessarie per l'eliminazione totale dell'acqua, da quelle di alcune zeoliti, per esempio, della natrolite.

Io adoperai una prehnite assai pura, di colore verde pallidissimo, proveniente da Drio le Palle. La polvere era perfettamente bianca. Operando in corrente di aria umida si ebbero i risultati seguenti:

T	Acqua emessa
150°	0.10 %
265	0.10
349-351	0.12
390	0.13
430	0.13

Si può, quindi, con certezza affermare che tra 150° e 430° la prehnite di Drio le Palle non subisce alcuna perdita di peso (i valori ottenuti alle diverse temperature sono da considerarsi come praticamente eguali) e che, perciò, l'acqua che viene emessa tutta insieme a temperatura molto elevata è acqua di costituzione. Si ha esattamente lo stesso comportamento dell'epidoto.

Restano ora a spiegare i risultati di Tammann e l'apparente curva continua di disidratazione che si può costruire, per un certo tratto almeno, con i dati di Clarke e Steiger. Io credo che sia possibile dare di questi fatti una spiegazione assai semplice. Molte prehniti contengono, secondo le analisi, una quantità di acqua superiore a quella richiesta dalla formula $H_2Ca_2Al_2Si_3O_{12}$, e sono appunto quelle che emettono acqua anche a temperature non elevate. L'acqua in eccesso può trovarsi allo stato di inclusione ed allora, come risulta dalle interessanti esperienze dello Spezia [1]) sul berillo di Craveggia, per espellerla occorrono temperature differenti a seconda della diversa resistenza delle pareti delle cavità che la contengono. Quest'acqua in eccesso può trovarsi anche allo stato di soluzione solida nel minerale (nel caso, naturalmente, che l'esame microscopico non isveli inclusioni liquide, costituite da soluzioni acquose) ed in accordo con questa seconda probabilità stanno diversi fatti, tra i quali i più importanti sono il modo continuo col quale quest'acqua viene espulsa in quantità tali che non presentano mai relazioni semplici con quella totale dell'acqua contenuta nel minerale, ed il fatto che l'uscita di quest'acqua non determina alcun cambiamento nei cristalli di prehnite che restano trasparenti. Che l'acqua espulsa dalla prehnite al disotto del rosso non possa ritenersi come essenziale risulta anche da un'altra considerazione e cioè che se si toglie quest'acqua dalla quantità totale rinvenuta, si ottengono per l'« acqua di costituzione » dei valori in miglior accordo con quelli richiesti dalla formula della prehnite. Così, i campioni di Paterson N. J.

---

[1]) *Sul berillo di Craveggia, Piemonte.* Atti R. Accad. delle Scienze di Torino 1882.

analizzati da Clarke e Steiger contengono 5.02 % H_2O: se noi togliamo 0.88 %, rappresentante l'acqua emessa fra 100° ed il principio del rosso, otterremo 4.14 %, ossia un valore più prossimo al teorico (4.36 %).

Vedremo nel corso di questa Memoria come parecchi minerali contenenti senza dubbio H o gruppi OH presentano una quantità più o meno considerevole di acqua in soluzione solida, dimodochè la spiegazione avanzata per l'acqua presentata in eccesso dalla prehnite risulta del tutto plausibile e di impiego frequente nei silicati idrati.

Se si ammette nella prehnite l'esistenza di una piccola e variabile quantità di acqua allo stato di soluzione solida, restano senz'altro spiegati i risultati ottenuti da Tammann. Una conseguenza, però, ne scaturisce, d'importanza generale, ed è che non si può, come vuole il Tammann, stabilire da quanto accade alla temperatura ordinaria, quando vengono emesse su acido solforico di varie concentrazioni quantità assai piccole d'acqua, che lo stesso avviene anche a temperatura elevata e per tutta l'acqua contenuta nel minerale. Altrimenti si giunge a risultati sbagliati. Un esempio è dato dalla prehnite, a torto considerata da Tammann come una soluzione solida mentre l'acqua che si trova probabilmente in questo stato è una parte assai piccola di quella totale del minerale. Che non sia, del resto, possibile dedurre dall'andamento della disidratazione di un composto idrato entro un certo intervallo di temperatura, il comportamento a temperatura più elevata, risulta non solo da quanto si dirà in questo lavoro per parecchi minerali, ma anche da esperienze già note da lungo tempo. Così, per esempio, il van Bemmelen [1]) ha trovato che delle sostanze colloidi a temperatura più alta dell'ordinaria si trasformano in corpi cristallini, a composizione chimica ben definita e che si comportano, naturalmente, di fronte alla disidratazione, in modo ben diverso che alla temperatura ordinaria alla quale sono colloidi.

Crisotilo, serpentino nobile, bowenite

Sull'ufficio dell'acqua data dalle analisi di questi minerali esistono ancora delle notevoli discrepanze. Rammelsberg [2]) trovò che il serpentino riscaldato fino a 250° perde una piccola quantità di acqua che fu ritenuta come igroscopica: a 440° sfugge la metà dell'acqua totale ed al rosso vivo il minerale si disidrata completamente. In base a questo comportamento, Rammelsberg stabilì per il serpentino la formula $H_2Mg_3Si_2O_8 + H_2O$. Clarke e Schneider [3]) studiarono la disidratazione di molte varietà di serpentino e conclusero che, al contrario di quanto aveva creduto Rammelsberg, tutta l'acqua del minerale è di costituzione.

Io ho eseguito delle nuove esperienze sul crisotilo di Reichenstein, sul serpentino nobile della penisola di Eyres (Australia meridionale), e sulla bowenite della Nuova Zelanda, per vedere se era possibile ottenere qualche risultato sperimentale che permettesse di poter giungere a qualche conclusione fondata sull'attendibilità

---

[1]) *Transformation des colloïdes en substances cristallines.* Recueil Travaux chim. des Pays-Bas et de la Belgique 1888, VII, 63.

[2]) Zeitschr. d. d. geolog. Gesellsch. 1869, XXI, 98.

[3]) *Experimentaluntersuchungen über die Constitution der natürlichen Silicate.* Zeitsch. f. Kryst. 1891, XVIII, 390.

delle numerose formule proposte per i minerali del gruppo serpentino, e sulle relazioni che esistono tra i minerali stessi.

Di crisotilo di Reichenstein ho avuto dei campioni nei quali questo minerale era assai bello e facilmente isolabile. La quantità di acqua in esso contenuta dipende in modo non indifferente dallo stato igrometrico dell'atmosfera che circonda il minerale. Sull'acido solforico concentrato di densità 1.835 dal crisotilo si elimina acqua, come risulta dalla seguente tabella:

Dopo ore	Acqua emessa
2	1.71 %
6	1.98
25	2.18
73	2.31
121	2.18

Se il crisotilo si mette a questo punto in ambiente saturo di umidità, viene rapidamente assorbita l'acqua eliminata e ne è ripresa ancora dall'altra:

Dopo ore	Si ha un aumento del peso primitivo del minerale di
1	0.21 %
25	2.03
73	2.03

In corrente di aria umida, a temperatura crescente, la disidratazione procede nel modo seguente:

T	Acqua emessa
125°	2.62 %
250	2.87
320	3.18
395	3.35
480	3.32

L'acqua totale ammonta a 15.15 % (calcinazione su una grande lampada Mecker). Già al rosso debole, se si prolunga il riscaldamento e ad intervalli si rimuove la sostanza, si ha una perdita di peso poco inferiore. Il crisotilo calcinato diventa di colore rossastro chiaro, a causa della ossidazione del ferro: ho creduto, perciò, di eseguire una determinazione diretta dell'acqua ed ho trovato 15.40 %.

Il serpentino nobile della penisola di Eyres riscaldato in corrente di aria umida ha subito le seguenti perdite di peso:

T	Acqua emessa
115°	0.84 %
172	0.95
275	0.99
320	1.09
390	1.12
477	1.12

Acqua totale: 14.41 %.

Finalmente, la bowenite della Nuova Zelanda ha dato, sempre in corrente di aria umida, i risultati che seguono:

T	Acqua emessa
115°	0.28 %
160	0.47
250	0.59
300	0.69
395	0.76
440	0.81
465	0.84

Se si scalda la bowenite a temperatura un po' più alta, ma non esattamente determinabile, la perdita di peso non aumenta in modo sensibile. A temperatura più elevata ancora avviene, di un colpo, l'emissione di quasi tutta l'acqua, se si ha cura di agitare ogni tanto la polvere del minerale. L'acqua totale, determinata direttamente, è 13.20 %.

Il risultato delle esperienze eseguite è che quasi tutta l'acqua che sfugge per calcinazione dai tre minerali studiati del gruppo serpentino appartiene alla loro costituzione. Una parte, però, ed è quella eliminata fino a circa 500°, si svolge in modo continuo ed è da considerarsi come presente nel minerale allo stato di soluzione solida. Serpentino nobile e bowenite ne contengono meno del crisotilo: anche in questo, però, l'uscita di quest'acqua non modifica minimamente nè il colore, nè lo splendore, nè le proprietà ottiche delle sue fibre, come ho stabilito con apposite esperienze. Nel crisotilo, però, è probabile che una parte di quest' acqua si trovi non allo stato di soluzione solida, ma, invece, assorbita dalle fibre del minerale, analogamente a quanto fanno le fibre di seta, con le quali il crisotilo ha nell' apparenza esterna, delle innegabili somiglianze.

I tre minerali esaminati contengono tutti una quantità di acqua maggiore di quella richiesta dalla formula del serpentino $H_4Mg_3Si_2O_9$: se dall'acqua totale si toglie, però, quella eliminata fino a circa 500°, la restante è in accordo molto più soddisfacente col valore teorico.

I miei risultati sono in disaccordo completo con quelli di Rammelsberg, combinano, però, benissimo con le osservazioni di Clarke e Schneider. Come è noto, questi ultimi, in base all'azione dell'acido cloridrico gassoso sul serpentino, avevano creduto di poter concludere che in questo minerale esiste un gruppo MgOH e che, perciò, la sua formula razionale è $H_3(MgOH)Mg_2(SiO_4)_2$. Tschermak [1]) ammise, invece, l'esistenza di due gruppi MgOH e scrisse la formula $H_2(MgOH)_2Mg_2Si_2O_7$. La base sperimentale che Clarke e Schneider credevano di aver dato alla loro formula fu dimostrata fallace da R. Brauns [2]) e da A. Lindner [3]), nè maggiore ne ha l'altra proposta da Tschermak. Sia secondo le osservazioni di Clarke e

[1]) *Die Chloritgruppe. II Theil.* Sitzungsber. der k. Akad. der Wissensch. in Wien 1891, C (1), 29.

[2]) *Betrachtungen über die chemische Zusammensetzung der Mineralien der Serpentin- Chlorit- und Glimmergruppe.* Neues Jahrb. für Min. Geol. u. s. w. 1894, I, 205. — *Ueber die Einwirkung von trockenem Chlorwasserstoff auf Serpentin.* Zeitsch. für anorg. Chemie 1895, VIII, 348.

[3]) Inaugural. Dissert. Breslau 1893.

Schneider che secondo le mie, l'acqua di costituzione viene eliminata tutta insieme e non è possibile, perciò, alcuna deduzione circa l'ufficio dei diversi atomi di idrogeno contenuti nei minerali del gruppo serpentino.

Recentemente, la Signora Silvia Hillebrand [1]) ha determinato la composizione dell'« acido silicico » che si separa da questi minerali, ed avrebbe trovato che il crisotilo dà un acido $Si_4O_{13}H_{10}$, la bowenite ed il serpentino compatto $Si_2O_6H_4$. La Signora Hillebrand raddoppia quest'ultima formula, trova, così, che crisotilo e serpentino hanno la stessa « summarische Formel $Si_4O_{18}Mg_6H_8$ » e che « damit wäre der erste Fall von Isomerie an Mineralen erkannt ». Queste conclusioni mi sembrano assai poco sicure. Anche a prescindere dai raddoppiamenti di formula del tutto arbitrarii, un'osservazione che si fa subito, quando si legge accuratamente il lavoro della Signora Hillebrand, è che, con tutta probabilità, la differenza nel tenore d'idrogeno negli « acidi » ottenuti dai diversi minerali suddetti può assai facilmente dipendere non da disuguale costituzione chimica, ma, invece, dalla diversa tessitura dei minerali stessi. Ed in vero, la Signora Hillebrand ha trovato per l'« acido » del serpentino compatto 23.02 e 22.70 % H_2O, per quello della bowenite molto tenace dell' Afganistan pure 22.64 %; il crisotilo fibroso ha dato, invece, un « acido » con 27.20, 27.62, 27.80 % H_2O, mentre l'antigorite della Valle Antigorio con una struttura sottilmente scistosa dette una volta un acido con 22.79 % H_2O come la bowenite, ed un'altra un risultato molto diverso: 25.49 % H_2O, ossia un valore prossimo a quello ottenuto dal crisotilo.

Se in base a questi dati non si può certo ritenere per dimostrata l' isomeria del crisotilo e del serpentino compatto, è certo che questi due minerali vanno considerati come due specie ben distinte [2]), e non come due varietà di una stessa specie. Anche la bowenite è, probabilmente, da ritenersi come un' altra modificazione polimorfa della sostanza $H_4Mg_3Si_2O_9$. Di formule di costituzione per questo composto non è, per ora, il caso di parlare, a meno che si voglia dare libero campo alla fantasia e perdere ogni contatto con le esperienze.

Pirosmalite [3])

Diversi analisti si sono occupati della composizione chimica di questo minerale, giungendo a formule molto diverse.

Tralasciando le antiche analisi di Hisinger, che attualmente hanno soltanto valore storico, noi troviamo come prime, in ordine cronologico, le ricerche assai accurate ed esatte di J. Lang [4]), il quale dalle sue analisi dedusse la formula $RCl_2 \cdot 12RO \cdot 10SiO_2 \cdot 8H_2O$. È merito di Lang l'aver riconosciuto che nella pirosmalite il ferro si trova allo stato ferroso: la piccola quantità di ferro ferrico determi-

---

[1]) *Serpentin und Heulandit.* Sitzungsber. der k. Akad. der Wissenschaften in Wien 1906, CXV, (I), 697.

[2]) In questo senso si è già espresso Weinschenk: *Die Minerallajerstätten des Gross-Venedigerstockes in den Hohen Tauern.* Zeitsch. f. Kryst. 1896, XXVI, 481.

[3]) Date le relazioni intime che passano tra friedelite e pirosmalite questi due minerali vengono qui trattati promiscuamente.

[4]) *Ueber den Pyrosmalith.* Journal f. prakt. Chemie 1861, LXXXIII, 424.

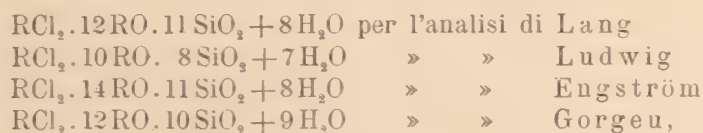
nata nell'analisi fu considerata da Lang come dovuta o ad una ossidazione secondaria o a piccoli errori sperimentali. Sempre secondo Lang, il minerale al disotto di 200° non perde acqua.

Alcuni anni più tardi, F. Wöhler [1]) pubblicò un'analisi incompleta della pirosmalite, in base alla quale il Rammelsberg calcolò la formula $RCl_2 . 7RSiO_2 . 5H_2O$, mentre il Wöhler ne aveva dedotta l'altra $(Fe_2Cl_6 + Fe_2O_3) + 20(\overset{II}{Fe}, \overset{II}{Mn})SiO_3 + 8H_2O$, avendo ritenuto che il ferro nella pirosmalite si trovi nello stato ferroso ed in quello ferrico: non cercò, però, di determinarne le quantità rispettive.

Giungiamo, così, alle ricerche di Ludwig [2]), che sono quelle che hanno servito di base, finora, alle speculazioni teoriche sulla costituzione di questo minerale.

Senza fare alcuna esperienza in proposito (o, almeno, senza renderla nota), il Ludwig ammise che l'acqua della pirosmalite fosse di costituzione; potè, però, dimostrare che tutto il ferro si trova nel minerale allo stato bivalente. La formula calcolata da Ludwig è $Si_8Fe_5Mn_5H_{14}O_{32}Cl_2$ che è stata da tutti accettata, con la sola modificazione di riunire insieme Fe e Mn.

Le analisi delle quali abbiamo finora parlato furono tutte eseguite sulla pirosmalite di Nordmarken: più recentemente, N. Engström [3]) e A. Gorgeu [4]) hanno analizzato anche la varietà di Dannemora. Il primo ha calcolato per il minerale la formula $RCl_2 . 15RO . 12SiO_2 + 8H_2O$. Secondo Gorgeu, invece, la pirosmalite di Dannemora conterrebbe 2.92 % Fe_2O_3 ed avrebbe la formula $RCl_2 . 14RO . 11SiO_2 + 9H_2O$. Gli analisti finora nominati hanno, di solito, nel calcolare le formole surriferite, trascurato le quantità relativamente piccole di magnesio e di calcio trovate nell'analisi, ma Groth [5]) giustamente osservò che sarebbe assai più esatto considerare questi metalli come sostituenti il ferro ed il manganese. Così facendo, e calcolando accuratamente le analisi, si trova che le formule date da Lang, Ludwig, Engström e Gorgeu sono inesatte e vanno sostituite dalle seguenti:

$RCl_2 . 12RO . 11SiO_2 + 8H_2O$	per l'analisi di		Lang
$RCl_2 . 10RO . 8SiO_2 + 7H_2O$	»	»	Ludwig
$RCl_2 . 14RO . 11SiO_2 + 8H_2O$	»	»	Engström
$RCl_2 . 12RO . 10SiO_2 + 9H_2O$	»	»	Gorgeu,

come ho dimostrato, alcuni anni or sono, in un lavoro [6]) nel quale, in base a nuove analisi della pirosmalite di Nordmarken, giunsi alla formula $RCl_2 . 12RO . 10SiO_2 + 8H_2O$.

Della friedelite, che è indubbiamente isomorfa con la pirosmalite, sono note diverse analisi, ma il solo Gorgeu ha, da quella da lui eseguita, dedotta una formula, che è la seguente: $RCl_2 . 15RO . 12SiO_2 . 11H_2O$.

---

[1]) *Analyse des Pyrosmaliths.* Liebig's Annalen 1870, CLVI, 85.

[2]) *Ueber den Pyrosmalith.* Tschermak's miner. Mitth. 1875, II, 11.

[3]) *Analys af s. k. ljus knebelit fron Dannemora.* Geolog. För. i Stockholm Förhandl. 1876, III, 116.

[4]) *Sur la friedelite et la pyrosmalite.* Compt. rend. 1884, XCVIII, 586.

[5]) *Tabellarische Uebersicht der Mineralien.* 1898, pg. 127.

[6]) *Mineralogische Mittheilungen.* Nr. 12. Zeitsch. f. Kryst. 1901, XXXIV, 554.

Fondandosi sulle analisi di Lang, diversi studiosi, tra i quali Kenngott [1]), Haushofer [2]) e Šafařik hanno proposto delle formule per la pirosmalite. Kenngott la considerò come l'unione di un silicato anidro e di acido silicico $5R^3\dddot{Si} + \dot{H}^3\dddot{Si}$, supponendo che un $^1/_{15}$ dell'ossigeno di R fosse sostituito dal cloro. Haushofer calcolò la formula $Si_{18}Fe_{14}Mn_{10}H_{24}O_{71}Cl_2$ riconducibile alla «costituzione del granato» se la si considera come una combinazione dei seguenti gruppi isomorfi: $2(Si_3Fe_4H_4O_{12})$, $(Si_3Fe_4H_4O_{11}Cl_2)$, $(Si_3Mn_2Fe_2H_4O_{12})$, $2(Si_3Mn_4H_4O_{12})$. Šafařik, infine, tenendo conto anche dei risultati di Wöhler, calcolò ben quattro formule empiriche che reputo inutile riferire.

Come si vede da quanto precede, alcuni hanno ritenuto che il cloro fosse unito al ferro ed al manganese, formando un cloruro $\overset{II}{R}Cl_2$ o un ossicloruro (Wöhler), altri, invece, hanno ritenuto che due atomi di cloro ne sostituissero uno di ossigeno. Il Ludwig fu di avviso che il cloro si trovasse unito al ferro ed al manganese sotto forma di gruppi monovalenti — O — Fe — Cl, analoghi ai gruppi, pure monovalenti, $(CaCl)'$ ammessi da molti studiosi nell'apatite. Questa ipotesi di Ludwig fu generalmente accettata.

Interessanti considerazioni sulla costituzione della friedelite furono pubblicate da C. Friedel [3]). Supponendo che il materiale analizzato da Gorgeu fosse mescolato a della tefroite, il Friedel trovò che l'analisi di questo chimico corrispondeva abbastanza bene ai rapporti

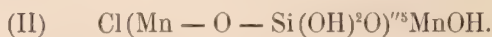
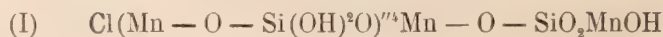
$$\text{(I)} \qquad 5SiO_2 . 5MnO . Mn\frac{O}{2}Cl . \frac{9}{2}H_2O$$

o

$$\text{(II)} \qquad 5SiO_2 . 5MnO . Mn\frac{O}{2}Cl . \frac{11}{2}H_2O$$

conducenti rispettivamente alle formule razionali, date per altro «sotto tutta riserva»

$$\text{(I)} \qquad Cl(Mn - O - Si(OH)^2O)''^4Mn - O - SiO_2MnOH$$

$$\text{(II)} \qquad Cl(Mn - O - Si(OH)^2O)''^5MnOH.$$

Il Friedel notava ancora che queste formule potevano essere costruite altrimenti e riferite ad un acido polisilicico $5(SiO(OH)^2)''2(OH)$, nel qual caso una porzione più considerevole dell'acqua sarebbe unita al manganese. Però, come giustamente osservava il Friedel, «l'expérience ne permet pas encore de résoudre la question entre l'hydrate de manganèse et l'hydrate de silice». Le speculazioni teoriche del Friedel qui riportate sono assai interessanti, perchè egli per il primo ha ritenuto l'esistenza nel minerale di gruppi MnOH e di altri gruppi OH attaccati al silicio, distinguendo, così, due funzioni nell'acqua della friedelite (e, conseguentemente, della pirosmalite), distinzione che le ricerche da me istituite hanno pienamente confermato.

---

[1]) *Uebersicht der Resultate mineralogischer Forschungen im Jahre 1861.* Leipzig 1862, pag. 49.

[2]) *Die Constitution der natürlichen Silicate ecc.* pag. 140.

[3]) *Sur la formule de la Friedelite.* Bullet. de la Soc. franç. de Minéral. 1884, VII, 71.

Recentemente, Tschermak [1]) ha dato, per la pirosmalite, la formola $Si_9O_{36}Fe_{12}H_{14}Cl_2$, dicendola dedotta dalle analisi di Ludwig. Questa formula è da Tschermak interpretata come $3Si_2O_9Fe_3H_4 . Si_3O_9Fe_3H_2Cl_2$: il primo termine corrisponderebbe al serpentino e Tschermak vede in ciò una conferma delle sue vedute circa l'appartenenza del minerale al gruppo delle cloriti, non solo, ma anche delle sue idee sulle relazioni tra forma cristallina e composizione chimica. Ora, è da osservare che la formula data da Tschermak per la pirosmalite e « corrispondente alle analisi di Ludwig », non è nè quella calcolata da questo chimico, nè l'altra, da me sopra riferita, che io dedussi nel 1901 dalle analisi stesse. È, quindi, una nuova formula da aggiungersi alle tante altre già sopra elencate, e che, evidentemente, è stata scelta da Tschermak solo perchè permetteva di dare un'apparente base nei fatti alle sue vedute teoriche.

Ricerche sperimentali che sarebbero utili, se esatte, per lo studio della costituzione della friedelite e della pirosmalite furono eseguite dal Gorgeu, il quale trovò che questi minerali sono notevoli per la energia con la quale ritengono il cloro e l'acqua in essi contenuti. L'acqua bollente e l'acido nitrico diluito e freddo non tolgono loro il cloro. Perchè l'acqua si svolga regolarmente, è necessario raggiungere quasi la temperatura del rosso scuro: a partire da questo punto, però, il minerale si decompone sempre più profondamente, come mostra il colore del residuo. Anche Fock ha trovato che l'acqua nella friedelite viene emessa solo a temperatura elevata.

Sono ben pochi, dunque, i fatti noti in base ai quali è possibile avanzare delle ipotesi più o meno plausibili sulla costituzione della friedelite e della pirosmalite.

Eseguire delle nuove analisi mi è sembrato del tutto inutile. Quelle già note presentano delle differenze poco considerevoli (a prescindere, naturalmente, dalle quantità relative di FeO e MnO), sicchè il fatto che ogni analisi conduce ad una formula diversa dalle altre, dipende non da errori nelle analisi stesse o da impurezze del materiale impiegato, ma semplicemente da ciò che uno dei costituenti della pirosmalite e della friedelite, il cloro, si trova in quantità relativamente piccola rispetto agli altri, sicchè bastano oscillazioni minime nelle percentuali di questo elemento per influire fortemente sulla formula. Ciò è confermato anche dal fatto che da una stessa analisi si possono dedurre formule molto diverse, ma che pure stanno in buon accordo con i valori trovati. Così, p. es. dall'analisi di Ludwig io calcolai la formula $Si_8O_{32}R_{11}H_{14}Cl_2$ e Tschermak l'altra $Si_9O_{36}Fe_{12}H_{14}Cl_2$ ed ambedue queste formule, così differenti, corrispondono abbastanza bene ai risultati analitici. Non nuove analisi, dunque, ma soltanto delle esperienze e delle ipotesi plausibili sulla funzione dell'acqua e del cloro possono farci luce non solo sulla costituzione della pirosmalite e della friedelite, ma sulla stessa formula bruta di questi minerali, che è da considerarsi come del tutto sconosciuta, perchè tutte le svariate formule proposte finora hanno presso a poco lo stesso valore, e lo sceglierne una piuttosto che un'altra è quasi affatto arbitrario.

Per le mie ricerche io ho adoperato della pirosmalite di Nordmarken, in cri-

---

[1]) *Eine Beziehung zwischen chemischer Zusammensetzung und Krystallform.* Tschermak's min. u. petr. Mitt. 1903, XXII, 393.

stalli di colore variabile dal giallo bruno al castagno, sia inclusi nella calcite, sia mescolati a calcite insieme ad anfibolo sulla magnetite granulare, sia, infine, insieme a clorite. I cristalli presentano di solito la combinazione {2$\bar{1}\bar{1}$} {111}, talvolta con facce sottilissime e non ben misurabili di {100} e {22$\bar{1}$} (la pirosmalite viene considerata come romboedrica). Le lamine di sfaldatura secondo la base non mostrano, esaminate sia al conoscopio che all'ortoscopio, anomalie ottiche. La birifrazione è, come al solito, uniassica negativa. Le lamine molto sottili parallele al prisma {2$\bar{1}\bar{1}$} non presentano quasi pleocroismo, in quelle più spesse ho trovato:

ametista chiarissimo	secondo l'asse principale
bruno castagno »	perpendicolarmente all'asse principale

in una varietà piuttosto rara, di colore bruno rossastro chiaro per riflessione, ametista chiarissimo per trasparenza, e

giallo chiarissimo tendente al violaceo	secondo l'asse principale
giallo bruno	perpendicolarmente all'asse principale

nelle varietà più comuni.

Riscaldando in un tubetto un cristallino intero od un frammento non molto sottile, dopo un momento, quando la temperatura raggiunta non è ancora che poco elevata, violentemente il cristallo od il frammento si spezzano in tante laminette parallele alla base.

La pirosmalite di Nordmarken tenuta sul cloruro di calcio o nel vuoto su H_2SO_4 concentrato subisce una perdita di peso minima (0.05 %): questa tenue quantità di acqua è stata da me considerata come igroscopica. Il minerale così disseccato, riscaldato a 105°-110° nel solito modo in corrente di aria umida perde 0.02 % d'acqua: a 160° la perdita di peso sale a 0.07 %, a 220°-225° è 0.13 %, a 255° 0.15 %, a 272° 0 18 %, a 290° 0.24 %, a 345° 0.51 %, a 405° 2.10 %.

Se ci si limitasse a guardare il risultato delle pesate, se ne trarrebbe la conseguenza che l'acqua viene emessa dalla pirosmalite soltanto a temperatura molto elevata e si avrebbe accordo con i risultati di Gorgeu. Ben altra è, però, la conclusione alla quale si arriva se si esamina il minerale dopo ogni riscaldamento. Fino a 160° non si osserva alcun cambiamento nel colore della polvere adoperata, ma a 220°-225° si ha già una differenza di colore marcatissima, che va sempre aumentando man mano che la temperatura s'innalza, finchè a 405° la polvere è diventata di colore marrone intenso. Il cambiamento di colore è dovuto al fatto che il ferro ed il manganese contenuti nella pirosmalite si ossidano, come è dimostrato dallo svolgimento di cloro che si ottiene trattando la pirosmalite riscaldata al di là di 220° con acido cloridrico. Questi risultati sono in disaccordo completo con quelli ottenuti da Gorgeu, secondo il quale soltanto ad una temperatura prossima al rosso-scuro si avrebbe l'imbrunimento del minerale. Io devo, però, osservare che sono del tutto sicuro delle mie osservazioni, avendole ripetute più volte, appunto in vista della discordanza grandissima esistente tra Gorgeu e me.

Esaminando attentamente la pirosmalite riscaldata fino a 405°, si notano dei punti vivamente brillanti che non esistevano nella polvere prima dei successivi ri-

scaldamenti. Al microscopio, questi punti brillanti si presentano come laminette semitrasparenti, di colore bruno-giallastro fino a bruno-chiaro, di forma irregolare, solo talvolta il contorno tende ad essere più o meno esagonale. Queste lamelle non sono pleocroiche e restano oscure fra i nicol incrociati: in luce convergente non potei osservare nulla. Altre laminette, molto più rare delle precedenti, sono allungate in una direzione, parallelamente alla quale estinguono. Il pleocroismo è abbastanza sensibile:

giallo rossiccio chiaro nella direzione di allungamento
giallo chiarissimo » » normale alla precedente.

Secondo ogni probabilita le laminette descritte non sono altro che quegli ossicloruri di ferro ottenuti da G. Rousseau [1]) per azione del vapor d'acqua sui vapori di cloruro ferrico. Il Rousseau ha, appunto, osservato da 275° fino al disopra di 300° la formazione di piccoli aghi bruno-rossastri $2Fe_2O_3 . Fe_2Cl_6$ e tra 350° e 400° di aghi di colore più scuro $3Fe_2O_3 . Fe_2Cl_6$. Dalla pirosmalite riscaldata a temperatura abbastanza elevata sfugge acqua che, reagendo col cloruro ferrico che si produce a spese del minerale, origina i composti suddetti od altri analoghi.

Poteva supporsi che l'ossidazione osservata nelle esperienze surriferite fosse dovuta al fatto che il riscaldamento era stato eseguito in corrente di aria umida. Ho, perciò, eseguita un'altra serie di ricerche in corrente di aria secca. Per eliminare anche traccie di umidità l'aria fu fatta passare non soltanto attraverso le solite bottiglie di lavaggio con acido solforico ed al tubo a cloruro di calcio, ma anche per un tubo contenente pentossido di fosforo. Ma per quel che riguarda l' ossidazione, il risultato fu del tutto identico a quello ottenuto nelle precedenti esperienze nelle quali fu adoperata una corrente di aria umida: anzi, l'ossidazione fu forse più considerevole, perchè in seguito al riscaldamento si constatò un aumento, per quanto assai tenue, di peso, mentre nell'altra serie di esperienze si ebbero delle diminuzioni sempre crescenti. Gli aumenti di peso osservati furono 0.13 $^0/_0$ a 235°, 0.10 $^0/_0$ a 252° e 0.10 $^0/_0$ a 280°. Benchè a 280° il minerale sia senza dubbio più ossidato che a 235° ed abbia, perciò, fissato una quantità più considerevole di ossigeno, pure l'incremento constatato nel peso è nelle due esperienze presso a poco lo stesso. Ciò non può spiegarsi altro che ammettendo che la pirosmalite emetta acqua, sia pure in piccola quantità, già a temperature non molto elevate, venendo, così, la perdita di peso determinata dalla eliminazione dell'acqua compensata dall'ossigeno fissato dal minerale. Allo stesso risultato conducono anche le prime esperienze in corrente di aria umida, perchè in esse si osservarono delle progressive diminuzioni di peso man mano che la temperatura si innalzava, ad onta dell' evidente aumento della quantità di ferro e manganese ossidata.

I fatti osservati rendono assai probabile che il ferro ed il manganese si trovino sotto forma di gruppi monovalenti $(\overset{II}{R}\dot{O}H)$. Solo così si spiega la facile ossidabilità del minerale, che non si riscontra nè nella rodonite, nè nella tefroite, come ho potuto stabilire con apposite esperienze. In questi minerali, soltanto a temperatura assai elevata si ha ossidazione di quantità considerevole del manganese: nella rodonite,

[1]) *Action de la vapeur d'eau sur le perchlorure de fer.* Compt. rend. 1893, CXVI, 188.

anzi, un arroventamento durato un'ora al rosso vivo non determina che un'ossidazione parziale. Nei minerali, invece, che contengono gruppi $(MnOH)'$ il manganese si ossida assai facilmente man mano che l'acqua sfugge, come risulta dagli studii di H. Sjögren [1]) sugli arseniati basici di manganese di Nordmarken. Similmente si comporta il ferro.

Ma ammessa l'esistenza nella pirosmalite di gruppi $(\overset{II}{R}OH)'$ resta anche spiegato nel modo più semplice l'ufficio del cloro nel minerale, il quale sarebbe da considerarsi come rimpiazzante l'ossidrile, formando così dei gruppi $(\overset{II}{R}Cl)'$ sostituibili agli $(\overset{II}{R}OH)'$. Ero già giunto a questa conclusione sull'ufficio del cloro, quando, studiando la bibliografia della ekmanite, trovai che A. Hamberg [2]) aveva già molti anni fa ammessa la possibilità che il cloro nella pirosmalite e nella friedelite sostituisca o l'ossigeno o l'ossidrile, giungendo così ad « una grande concordanza » tra le formule di questi minerali e quella della ekmanite, che, secondo Hamberg, sarebbe affine alla pirosmalite: le mie ricerche, che verranno in seguito comunicate, non hanno, per altro, confermato questa affinità. Hamberg osservò che *in favore* della sostituibilità del cloro all'ossigeno o all'ossidrile nella pirosmalite e nella friedelite sta il fatto che il cloro è presente in quantità piccola, determinando, così, per questi minerali formule assai complicate: *contro* starebbe, invece, la circostanza che il cloro in ambedue i minerali fu trovato in quantità presso a poco uguali.

Data l'azione che il calore esercita sulla pirosmalite, non è il caso di intrattenerci sulla sostituzione del cloro all'ossigeno del minerale: basterà, invece, vedere se la sostituzione da me ammessa del cloro all'ossidrile possa essere combattuta con argomenti convincenti. L'osservazione su riferita di Hamberg che il cloro si trova in quantità presso a poco uguali nella pirosmalite e nella friedelite non è stata confermata dalle analisi posteriormente eseguite, tenendo conto delle quali si hanno per il cloro valori oscillanti tra 2.36 °/₀ (friedelite della miniera Sjö secondo Igelström) e 4.88 °/₀ (pirosmalite di Nordmarken secondo Ludwig) [3]). Esaminando le diverse analisi finora conosciute, si vede subito che quelle che hanno dato per l'acqua valori più elevati hanno dato anche, in genere, valori più bassi per il cloro, ad eccezione delle analisi di Lang e di Engström, come risulta dalla seguente tabella:

	H_2O	Cl
Friedelite Igelström	9.58 ? [4])	2.36
» »	9.00	3.00
» Gorgeu	9.60	3,10
Pirosmalite »	8.55	3.70
Friedelite Flink	8.47	4.04
Pirosmalite Zambonini	8.31	4.16
Friedelite Lindström	8.45	4.19
Pirosmalite Ludwig	8.31	4.88
» Lang	7.75	3.79
» Engström	7.34	3.52

[1]) *Ueber die Manganarseniate von Nordmarken in Wermland.* Zeitsch. f. Kryst. 1885, X, 113.

[2]) *Mineralogische Studien.* Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. 1889, XI, 25.

[3]) Non tenendo conto dell'analisi di Wöhler, probabilmente inesatta, nella quale si ha 6,38 °/₀ Cl.

[4]) Perdita per calcinazione. Per la bibliografia delle analisi surriferite si confronti il mio già citato lavoro sulla pirosmalite.

Si ha, dunque, se si tien conto della difficoltà della determinazione del cloro (qualora non si adoperi il metodo di Vohlard) e dell'acqua, una conferma, per quanto non assoluta, della sostituzione del cloro all'ossidrile. Del resto, sulla possibilità teorica di questa sostituzione non può esservi dubbio, ad onta del lavoro di G. Fels [1]), che ha portato alla conclusione che nei composti organici i derivati alogenici ed i corrispondenti idrossilati non sono, di solito, isomorfi e solo di rado presentano delle relazioni morfotropiche. Infatti, nei minerali si hanno di questa sostituzione esempii numerosi e non dubbii. Per non parlare della sostituzione del fluoro all'ossidrile, così splendidamente posta in luce dalle ricerche di Penfield, e che, date le somiglianze, sotto molti aspetti, tra F e Cl, dà già una presunzione di grande probabilità anche alla sostituibilità del cloro all' ossidrile, sta di fatto che questa è stata osservata in diversi minerali come l'apatite, la svabite, la adelite, la connellite, e, tra i silicati, la zunyite, la nasonite e la ganomalite, ecc. La sostituzione del cloro all'ossidrile è ammessa da Clarke anche nella eudialite.

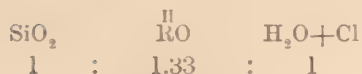
Ma oltre a tutti questi argomenti, la sostituzione di Cl ad OH nella pirosmalite e nella friederite è confermata dal fatto che solo così pei questi minerali si ottiene una formola semplice *alla quale conducono tutte le analisi finora note,* dalle quali infatti, si deduce [2]):

	SiO_2		$\overset{II}{R}O$		H_2O+Cl
Pirosmalite Lang	1.09	:	1.37	:	1
» Ludwig	1	:	1.34	:	1.04
» Engström	1	:	1.41	:	0.90
» Zambonini	1	:	1.33	:	1.01
Friedelite Gorgeu	1	:	1.35	:	1.09
» Flink	1	:	1.35	:	1.02
» Lindström	0.94	;	1.35	:	1
» Igelström [3])	0.97	:	1.34	:	1

mentre la formula

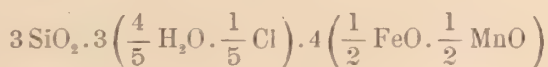
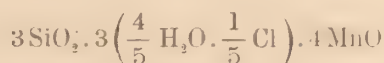
$$3\,SiO_2 . 3(H_2O,Cl) . 4\,\overset{II}{R}O$$

richiede

SiO_2		$\overset{II}{R}O$		H_2O+Cl
1	:	1.33	:	1

Per la pirosmalite questa formula si può scrivere

$$3\,SiO_2 . 3\left(\frac{4}{5}\,H_2O . \frac{1}{5}\,Cl\right) . 4\left(\frac{1}{2}\,FeO . \frac{1}{2}\,MnO\right)$$

e per la friedelite

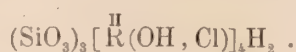
$$3\,SiO_2 . 3\left(\frac{4}{5}\,H_2O . \frac{1}{5}\,Cl\right) . 4\,MnO$$

[1]) *Ueber die Frage der isomorphen Vertretung von Halogen und Hydroxyl.* Zeitsch. f. Kryst. 1900, XXXII, 359.

[2]) Dell'analisi di Gorgeu della pirosmalite di Dannemora non si è tenuto conto, dato l' eccezionale ed elevato tenore in Fe_2O_3 riscontrato da questo analista.

[3]) Varietà con 3 % Cl.

tenendo conto dei rapporti più comuni tra il cloro e l'acqua e tra il ferro ed il manganese. Nella friedelite il ferro è sempre presente in piccole quantità, dimodochè nella formula del minerale se ne può tralasciare la indicazione.

Dalla formula bruta surriferita se ne può dedurre, senza grande difficoltà, una di costituzione abbastanza verosimile. Infatti, tutto il ferro ed il manganese devono trovarsi sotto forma di gruppi (ROH)' e (RCl)', dati i fenomeni osservati nel riscaldamento del minerale, in seguito al quale, come mi sono ripetutamente accertato, questi elementi vengono completamente ossidati: allora la formula di costituzione generale per la friedelite e la pirosmalite sarà:

$$(SiO_3)_3[\overset{II}{R}(OH, Cl)]_4H_2 .$$

D'accordo con questa formola sta il fatto che quando i gruppi ($\overset{II}{R}$OH)' sono decomposti ed il minerale ha già subito una ossidazione fortissima, pure nella pirosmalite esiste ancora dell'acqua in quantità considerevole, che viene espulsa totalmente soltanto a temperatura assai elevata e che, perciò, deve avere un ufficio diverso da quella legata direttamente al ferro ed al manganese sotto forma di ossidrile.

La pirosmalite è stata finora considerata quasi da tutti come un ortosilicato, la nuova formula da me proposta fa, invece, di questo minerale e della friedelite un metasilicato. Si potrebbe obbiettare che, così, vengono ad essere diminuite le analogie che passano tra la pirosmalite e le miche, essendo queste ultime per lo più degli ortosilicati. Si può, però, facilmente rispondere che molte miche contengono una quantità di biossido di silicio più forte di quella necessaria per formare con i cationi degli ortosilicati, e che la lepidolite e l'alurgite, che, pure, sono senza dubbio delle miche, hanno esattamente la formula di un metasilicato. D'altra parte è anche da osservarsi che il romboedro fondamentale della pirosmalite e della friedelite, le cui facce formano con la base degli angoli di 31°30' e 33°0' non trova la sua corrispondente fra le forme più comuni della biotite, e che non tutti gli autori pongono questi minerali in vicinanza delle miche. Altrettanto è da dirsi per le somiglianze che, secondo Tschermak, esisterebbero fra le cloriti e la pirosmalite, e che, del resto, non vengono ad essere infirmate dalla nuova formula proposta per quest'ultima.

Ekmanite

Nel 1865 L. J. Igelström [1]) descriveva un nuovo minerale di Brunsjö presso Grythyttan, in Isvezia, per il quale, in onore dell'industriale Ekman, propose il nome di ekmanite [2]). Il nuovo minerale fu considerato per lungo tempo come una mica od una clorite alterata, non ben definita, date anche le grandi variazioni nella composizione chimica che risultano dalle numerose analisi di Igelström. Nel 1889 A. Hamberg [3]) studiò le proprietà ottiche della ekmanite, che risultò essere unias-

---

[1]) *Nya och sällsynta mineralier fraan Vermlands.* Oefversigt af Kongl. Vetenskaps. Akad. Förhandl. 1865, XXII, 607.

[2]) Igelström scrisse, veramente, ekmannite, ma a me sembra più giusto ekmanite, come, del resto, ha già osservato Dana (*Mineralogy* 6th ed. pag. 663), perchè la persona alla quale il minerale è stato dedicato si chiamava Ekman e non Ekmann.

[3]) *Mineralogische Studien.* I. Geolog. För. i Stockholm Förhandl. 1889, XI, 25.

sica negativa, e, pur riconoscendo che questi caratteri ottici somigliano a quelli delle miche e cloriti uniassiche, fu di avviso che la ekmanite dovesse rappresentare piuttosto una pirosmalite senza cloro. Ed in realtà, Igelström dalle sue analisi della ekmanite dedusse la formula $4RO . 3SiO_2 . 3H_2O$, corrispondente, appunto, a quella che nelle pagine precedenti si è stabilita per la pirosmalite e la friedelite. Esperienze sulla disidratazione del minerale non sono state, però, finora istituite.

Io ho eseguito alcune ricerche in proposito servendomi di bei campioni di ekmanite di Brunsjö, corrispondenti assai bene per i caratteri esterni ed ottici alla descrizione di Hamberg. L'acqua totale determinata direttamente, ammontava a 8.33 %. Questa quantità di acqua è notevolmente inferiore a quella richiesta dalla formula $4RO . 3SiO_2 . 3H_2O$, la quale richiede, ponendo $\overset{II}{R} = Fe$, 10.34 % H_2O.

L'ekmanite di Brunsjö, tenuta su H_2SO_4 concetrato a pressione ridotta, perde, al contrario della pirosmalite, una quantità non trascurabile di acqua molto rapidamente: in capo a 4 ore la perdita di peso è = 0.75 % e sale a 0.78 % dopo altre 25 ore Ponendo a questo punto l'ekmanite in ambiente saturo di umidità, dopo un'ora la perdita di peso si trova ridotta a 0.03 %, dopo 2 ore si ha un eccesso sul peso primitivo di 0.10 %, dopo 17 ore di 0.26 %. L'esperienza non fu proseguita.

Riscaldata a 100° in corrente di aria disseccata, l'ekmanite lascia sfuggire 2.44 % H_2O senza che subisca la minima variazione di colore, a 175° l'acqua eliminata ammonta a 3.10 %, senza che ancora si abbia il minimo indizio di ossidazione. Soltanto al disopra di 200° l'ossidazione comincia a rendersi manifesta con un cambiamento di colore sempre più forte, man mano che la temperatura si eleva. Contemporaneamente seguita a svolgersi acqua.

Queste esperienze dimostrano in modo indubbio che la ekmanite non può essere considerata come una pirosmalite senza cloro, perchè si comporta molto diversamente da questo minerale. Nell'ekmanite, infatti, almeno l'acqua eliminata al disotto di 200° non può essere considerata come di costituzione, e quella che sfugge al disopra di 200° non è che al più 5.23 % ossia circa la metà di quella richiesta dalla formula $4RO . 3SiO_2 . 3H_2O$. È, inoltre, da notarsi che l'ekmanite contiene Al_2O_3 e Fe_2O_3 in quantità non trascurabili, dimodochè anche a prescindere dalle osservazioni su riferite, la formula di Igelström, che non tien conto di questi ossidi, è inaccettabile. In base alle analisi di Igelström, la ekmanite è da considerarsi, con tutta probabilità, come una clorite intermedia, per composizione, tra stilpnomelano e diabantite, e molto prossima a quest'ultima.

Xantofillite

Già le più antiche analisi della xantofillite, cioè quelle eseguite da Meitzendorf [1]), hanno stabilito che questo minerale contiene una certa quantità di acqua. Alla stessa conclusione hanno portato anche le analisi posteriormente eseguite.

Di altro avviso fu, invece, il Knop [2]). Egli seccò sempre a 100° la sostanza

---

[1]) In G. Rose: *Reise nach dem Ural etc.* 1842, II, 527.

[2]) *Ueber die Bedeutung der für Diamant gehaltenen Einsclüsse im Xantophyllit der Schischimskischen Berge des Urals.* Neues Jahrb. f. Miner. etc. 1872, 785.

prima di sottometterla alla determinazione dell'acqua, e trovò dei valori molto più bassi di quelli avuti da Meitzendorf (e, più recentemente, anche da altri) non solo, ma anche abbastanza variabili, il che lo indusse a ritenere come probabile che la piccola perdita di peso osservata in seguito alla calcinazione non rappresenti acqua di costituzione, tanto più che al microscopio egli potè osservare molte inclusioni liquide.

Di queste interessanti osservazioni di Knop nessuno si è occupato, e tutti i recenti tentativi fatti di interpretare le analisi della xantofillite sono fondati sul presupposto che l'acqua data dalle analisi sia originaria e di costituzione, senza nemmeno preoccuparsi delle variazioni abbastanza considerevoli che si hanno nelle diverse analisi per il tenore d'acqua. Ho, perciò, creduto non privo di interesse il cercare di stabilire se questo minerale contiene acqua di costituzione e quanta.

Per le mie esperienze ho adoperato della xantofillite assai bella, proveniente dalla Schischimskaja Gora (Urali), e che si presentava sotto forma di aggregati di colore giallo cera. Nella disidratazione in corrente di aria umida ho ottenuto i risultati seguenti:

T	Acqua emessa
130°	0.19 %
210	0.31
256	0.37
350	0.51
450	0.64

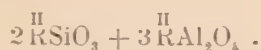
Innalzando ancora la temperatura in modo non ben determinabile, la perdita di peso aumenta ancora: calcinando la xantofillite in un crogiuolo di porcellana su una lampada Bunsen ordinaria si giunge ad eliminare 1.98 % H_2O. Arroventando il minerale in un crogiuolo di platino alla soffieria o su una lampada Mecker si osserva una perdita di peso complessiva di 5.10 %.

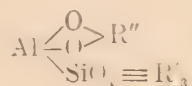
Queste osservazioni rendono conto assai bene delle oscillazioni notate nella quantità di acqua che le diverse analisi assegnano alla xantofillite: il minor tenore in acqua riscontrato da Knop dipende, evidentemente, dal fatto che egli ed i suoi allievi devono avere impiegato per la calcinazione una temperatura troppo bassa. I valori ottenuti da Knop ed allievi sono, infatti, i seguenti: 1.35, 2.08, 2.61, 2.5 %, che non differiscono molto da quello che io ho trovato riscaldando la xantofillite in crogiuolo di porcellana su una semplice lampada Bunsen (1.98 %).

Le esperienze eseguite dimostrano insostenibile l'opinione di Knop che la xantofillite non contenga acqua di costituzione. Data l'autorità di Knop, io ho controllato varie volte i valori ottenuti, ma ho avuto sempre risultati concordantissimi. Le esperienze dimostrano, però, anche, che non tutta l'acqua della xantofillite è da considerarsi come di costituzione, perchè una parte viene eliminata dal minerale in modo continuo, a cominciare da temperature abbastanza basse fino al principio del rosso. Il resto sfugge, invece, di un colpo a temperatura molto elevata. È molto probabile che soltanto questa ultima parte dell'acqua appartenga alla costituzione del minerale. L'altra porzione rappresenta, invece, in parte dell'acqua disciolta nella xantofillite (se primitivamente o in seguito ad incipiente alterazione non si può decidere), ed in parte l'acqua delle inclusioni liquide contenute nel minerale, e la

cui esistenza, stabilita la prima volta da Knop, è stata confermata dall'esame microscopico da me eseguito sul materiale studiato.

Knop considerò la xantofillite come un composto di due molecole di pirosseno o di anfibolo con tre di spinello

$$2\overset{II}{R}SiO_3 + 3\overset{II}{R}Al_2O_4 \; .$$

Tschermak [1]) fu, invece, di opinione, che xantofillite, brandisite e clintonite rappresentassero delle miscele di un silicato $H_2CaMg_4Si_3O_{12}$ e di un alluminato $H_2CaMgAl_6O_{12}$. Clarke [2]) per i tre minerali adottò la formula generale

$$Al \begin{cases} O \\ O \end{cases} > R'' \quad ; \quad Al - SiO_4 \equiv R'_3$$

nella quale R″ rappresenta calcio e magnesio, e R′, invece, H , AlO_2R'', $H_2 . AlH_2O_2$ ecc.

La formula bruta della xantofillite data dai trattati è, per lo più, molto complicata. Così il Groth nel suo classico *Tabellarische Uebersicht* ecc. dà la formula $Si_5O_{[illegible]}(Al, Fe)_{16}(Mg, Ca)_{14}H_8$. Se si tien conto, però, delle analisi migliori e ci si guarda dall'assegnare loro un grado di esattezza esagerato, che certamente non corrisponde alla realtà, si giunge per la xantofillite alla formula abbastanza semplice

$$H_2O . 5\overset{II}{R}O . 3Al_2O_3 . 2SiO_2 + H_2O \text{ (circa).}$$

Se si ammette che $\overset{II}{R}O$ sia costituito da $\frac{5}{7}$ MgO e $\frac{2}{7}$ CaO, ovvero da 0.68 MgO e 0 32 CaO, si ottengono i valori calcolati I e II

	I	II
SiO_2	17.57	17.50
Al_2O_3	44.58	44.41
MgO	20.96	19.87
CaO	11.65	13.00
H_2O	5.24	5.22
	100.00	100.00

i quali stanno in accordo assai soddisfacente con la maggior parte delle analisi note della xantofillite, riunite da Hintze nel suo trattato (vol. I, pg. 662). Le sole analisi che si discostano in modo notevole dai valori calcolati surriferiti sono la X e la XII di Hintze. Ambedue sono state eseguite sulla waluewite. La prima è di Nicolajew ed è evidentemente errata nel magnesio, che è in quantità molto più bassa che in tutte le altre analisi: poichè la somma non è che 98.63 è assai probabile che la determinazione del magnesio sia riuscita troppo bassa. L'analisi XII (di

[1]) *Die Clintonitgruppe.* Zeitsch. f. Kryst. 1879, III, 504.

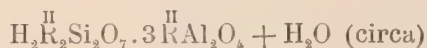
[2]) *The Constitution of the silicates.* Bull. of the U. S. Geol. Surv. No. 125, pg. 47,56.

Schlaepfer) è stata probabilmente eseguita su materiale non puro, come dimostra la percentuale abbastanza considerevole di sodio e potassio.

La formola empirica

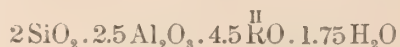
$$H_2O . 5\overset{II}{R}O . 3Al_2O_3 . 2SiO_2 + H_2O \text{ (circa) }$$ [1]

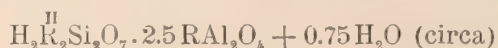
è, perciò, da considerarsi come corrispondente assai bene alla composizione della xantofillite. Una interpretazione di questa formula è, però, molto difficile e del tutto arbitraria. Col riscaldamento, la xantofillite si decompone in una porzione solubile ed una insolubile nell'acido cloridrico. Quest' ultima ha la composizione dello spinello. La formula della xantofillite potrebbe, basandoci su questo fatto, interpretarsi così:

$$H_2\overset{II}{R}_2Si_2O_7 . 3\overset{II}{R}Al_2O_4 + H_2O \text{ (circa)}$$

Non si deve tacere, per altro, che le modificazioni prodotte dal calore nella costituzione dei silicati non hanno una grande importanza, in generale, per stabilire la costituzione dei silicati stessi, come molto giustamente ha già osservato il Weinschenk [2]).

Ad ogni modo, la formula proposta per la xantofillite oltre al vantaggio della grande semplicità, ha quello di potersi adattare facilmente anche alla brandisite ed alla seybertite, minerali che hanno grandissima affinità con la xantofillite.

Della brandisite non si conosce che una sola analisi esatta: quella di Sipöcz: la formula che se ne può dedurre è

$$2SiO_2 . 2.5Al_2O_3 . 4.5\overset{II}{R}O . 1.75H_2O$$

che, analogamente a quanto si è fatto per la xantofillite, si può scrivere

$$H_2\overset{II}{R}_2Si_2O_7 . 2.5RAl_2O_4 + 0.75H_2O \text{ (circa)}$$

Ponendo, per semplicità, $\overset{II}{R} = Mg$ si ha che questa formula richiede i valori I, mentre l'analisi di Sipöcz, ridotta a 100° dopo aver riunito in MgO anche CaO e FeO, è riferita nella colonna II.

	I	II
SiO_2	20.49	20.46
Al_2O_3	43.35	43.17
MgO	30.81	31.56
H_2O	5.35	5.61
	100.00	100.00

L'accordo tra i valori richiesti dalla formula e quelli trovati è, senza dubbio, da considerarsi come molto soddisfacente.

[1]) L'acqua disciolta non corrisponde esattamente ad una molecola, ma ad una quantità minore.

[2]) Zeitschr. f. Kryst. 1896, XXVI, 638.

Per la clintonite (seybertite) si ha ugualmente una sola analisi utilizzabile, pure eseguita dal Sipöcz: nelle sue analisi, Brush deve avere probabilmente adoperato del materiale poco puro. Servendoci dei dati di Sipöcz, e riunendo insieme H_2O e F, si può calcolare la formula

$$H_2\overset{II}{R}_2Si_2O_7 . 2.33\overset{II}{R}Al_2O_4 + H_2O \text{ (circa)},$$

la quale richiede i valori I, mentre l'analisi di Sipöcz ridotta a 100° dopo aver riunito MgO, CaO, FeO insieme e H_2O e F pure insieme, è riportata nella colonna II.

	I	II
SiO_2	21.20	19.79
Al_2O_3	41.80	41.39
MgO	30.67	32.58
H_2O	6.33	6.24
	100.00	100.00

L'accordo non è gran che soddisfacente: migliore sarebbe se ci si riferisse alle analisi di Brush. Del resto, la quistione è complicata anche dall'incertezza che esiste sull'ufficio del fluoro nella clintonite, sicchè soltanto nuove analisi su materiale sicuramente puro potranno portare definitivamente luce sulla natura di questo gruppo di minerali.

Calamina

Per lungo tempo la composizione di questo importante minerale è stata rappresentata dalla formula empirica $2ZnO . SiO_2 . H_2O$. Quando poi le antiche formule dualistiche cedettero il campo a concezioni più esatte della costituzione dei silicati, il Rammelsberg [1]) considerò la calamina come un ortosilicato e ne scrisse la formula $Zn_2SiO_4 . H_2O$.

Le vedute di Rammelsberg rimasero per parecchi anni incontrastate, finchè nel 1882 Groth [2]) pubblicò i risultati di alcune esperienze di Fock, secondo le quali dei cristalli limpidi di calamina resterebbero inalterati perfino alla temperatura di 340° e diventerebbero torbidi, emettendo acqua, soltanto al rosso. Fondandosi su questi fatti, Groth ritenne l'acqua della calamina come basica ed espresse la costituzione di questo minerale con la formola $SiO_3(ZnOH)_2$, che da allora è stata universalmente accettata.

F. W. Clarke e G. Steiger [3]) studiando, alcuni anni fa, l'azione del cloruro di ammonio su varii minerali, si occuparono anche della calamina bianca di Fran-

---

[1]) *Mineralchemie.* 1875, pg. 663.

[2]) *Tabellarische Uebersicht der Mineralien.* 1882, 84.

[3]) *The action of ammonium chloride upon silicates.* Bulletin of the Ab. S. Geol. Survey, N. 207, pg. 47.

klin Furnace, N. J. L'uscita dell'acqua avverrebbe, secondo Clarke e Steiger, nel modo seguente:

a 100°	180°	250°	300°	principio del rosso	soffieria
0.27 %	0.49	1.24	2.12	6.58	7.95 %

Clarke e Steiger furono d'avviso che questi risultati costituiscono « probabilmente » una conferma della formola di Groth $SiO_3(ZnOH)_2$.

È evidente, invece, che se nuove esperienze confermassero i risultati dei due chimici americani si dovrebbe giungere a conclusioni ben diverse, perchè, almeno fra 100° e 300°, l'uscita dell'acqua avviene in modo continuo, così da far pensare ad acqua disciolta anzichè ad acqua basica. Ed il dubbio è tanto più fondato, in quanto già nel 1875 H. Precht e K. Kraut [1]) nella loro importante Memoria già citata sulla dissociazione dei sali idrati notavano che la calamina riscaldata a temperatura crescente in corrente di aria secca perde acqua in modo tale da non permettere di stabilire con certezza se si ha a che fare con acqua di cristallizzazione o con acqua basica.

Contemporaneamente al lavoro di Clarke e Schneider uscivano le « Lezioni di Mineralogia descrittiva » di W. Vernadskij [2]) nelle quali con copia di argomenti veniva decisamente combattuta la formula di Groth della calamina. Il Vernadskij, come già aveva fatto diversi anni prima il Wiik [3]), è tornato alla formula di Rammelsberg $Zn_2SiO_4 . H_2O$ ascrivendo la calamina ai prodotti di addizione con nucleo di ortosilicato rispondenti alla formula generale $\overset{I}{R}_4SiO_4 . A$. Le ragioni che, secondo il Vernadskij, militano in favore del riferimento della calamina agli ortosilicati sono le seguenti:

1.° La calamina per azione degli acidi dà acido silicico gelatinoso;

2.° Disidratandosi passa a Zn_2SiO_4 (ed in natura si trasforma in willemite (Blum);

3.° I prodotti della sua decomposizione sono, corrispondentemente al serpentino [4]), $ZnCO_3$ e SiO_2.

Queste osservazioni non hanno, però, importanza decisiva, perchè, ad esempio, il fatto che un silicato gelatinizza con gli acidi non basta, senza dubbio, per stabilire che si ha a che fare con un ortosilicato, come si vedrà meglio quando si tratterà della sepiolite, e la trasformazione della calamina per disidratazione in Zn_2SiO_4 si può anche spiegare partendo dalla formula $(ZnOH)_2SiO_3$.

Per quel che riguarda, infine, i prodotti di decomposizione, l'analogia col serpentino si può invocare in favore della formula $Zn_2SiO_4 . H_2O$ solo se si accetta per il serpentino stesso la costituzione ammessa dal Vernadskij, che non è, però, dimostrata.

---

[1]) *Ueber die Dissociation wasserhaltiger Salze.* Liebig's Annalen 1875, CLXXVIII, 149.

[2]) *Lekcii opissatelnoj mineralogii.* Wyp. I. Moskwa 1899. pag. 241.

[3]) *Ueber eine krystallochemische Theorie der Silicate.* Zeitsch. f. Kryst. 1894, XXIII, 425. Il Wiik pone la calamina presso l'olivina « obgleich er (la calamina) ziemlich isoliert steht und höchstens in einer Zone $c : b = 0.4778 : 1$ Ähnlichkeit mit der Zone $a : b = 0.4657 : 1$ des Olivins zeigt.

[4]) Il serpentino è considerato da Vernadskij come un prodotto di addizione $R_4SiO_4 . A$, dove A è un metasilicato.

Da quanto si è detto, risulta chiaro che la costituzione chimica della calamina, che, pure, ha una composizione assai semplice, è ancora del tutto sconosciuta. Ho, perciò, istituito delle nuove esperienze sulla disidratazione di questo minerale, adoperando delle masserelle cristalline assai pure di Sardegna, che devo alla cortesia del Prof. F. Millosevich, che vivamente ringrazio.

La quantità totale di acqua contenuta nel materiale studiato secco all'aria era uguale a 7.66 %, il valore teorico è 7.47 %. Mediante il riscaldamento in corrente di aria umida si ebbero le seguenti perdite di peso:

a 110°	0.05 %
» 200	0.28
» 255	0.67
» 300	1.17
» 340	1.87
» 380-382°	3.32
» 400	3.54
» 427-430	3.78
» 440	3.76
» 444	3.76
» 450-455	3.85
» 460	3.93
» 480	3.91

Innalzando ancora alquanto la temperatura in modo non esattamente determinabile, la perdita di peso non subisce ulteriori aumenti sensibili ed una nuova, rapida uscita di acqua si ha soltanto al rosso.

Tra 430° e circa 500° si può dire che non si ha praticamente uscita d'acqua (cfr. Fig. 1 curva VII), poichè i diversi valori trovati, operando ogni volta su nuova sostanza, sono piuttosto irregolari e presentano una differenza massima di appena 0.17 %, ben spiegabile con quanto si è detto, a proposito della prehnite e della taumasite, circa la difficoltà di far raggiungere una data temperatura a tutte le particelle della sostanza che si riscalda.

Ma questo risultato ha una grande importanza per la costituzione della calamina, perchè dimostra che l'acqua contenuta in questo minerale non ha tutta la stessa funzione, ma è, invece, da distinguersi in due porzioni: una che comincia ad essere emessa già a temperatura relativamente bassa e che dà una curva di disidratazione continua, ed un'altra, invece, ben distinta dalla precedente, che viene espulsa soltanto a temperatura elevata.

La prima porzione può togliersi al minerale senza che i cristalli perdano la loro trasparenza: io ho potuto, infatti, confermare l'esperienza di Fock, secondo la quale i cristallini di calamina riscaldati a 340° non diventano opachi: restano, cioè, trasparenti pur lasciando svolgere 1.87 % della loro acqua. Noi siamo ricondotti, così, al caso tipico del platinocianuro di magnesio, studiato da Buxhoevden e Tammann [1]), il quale composto, appunto, può perdere acqua pur non subendo

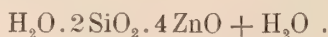
[1]) *Die Hydrate des Magnesiumplatinocyanürs und deren Löslichkeit.* Zeitsch. f. anorg. Chemie 1897, XV, 319.

la trasparenza dei suoi cristalli la minima modificazione. E se è da ritenersi che l'acqua del platinocianuro di magnesio si trovi allo stato di soluzione solida, altrettanto dovrà ammettersi per quella porzione dell'acqua della calamina che viene espulsa non saltuariamente ed in modo da trovarsi ad ogni «Knick» in relazione semplice con l'acqua totale, ma dando, al contrario, una curva continua di disidratazione e lasciando inalterata la limpidezza dei cristalli del minerale.

L'altra porzione dell'acqua della calamina è, invece, da considerarsi come acqua di costituzione. Viene emessa, infatti, solo al rosso ed il minerale perde allora la sua trasparenza, modificando fortemente le sue proprietà.

E bisogna notare che i risultati da me ottenuti non sono isolati: essi sono confermati dalle antiche esperienze di Precht e Kraut e da quelle recenti di Clarke e Steiger: questi ultimi furono così colpiti dai loro risultati, che ritennero, come si è visto, la formula $(ZnOH)_2SiO_3$ confermata solo « probabilmente »!

A quanto ammonta la quantità di acqua della calamina da considerarsi come di costituzione? Se noi togliamo l'acqua riferibile alla prima porzione (3.93 $^0/_0$) dall'acqua totale (7.66 $^0/_0$) resta 3.73 $^0/_0$. Ora, in base alla formula $2ZnO.SiO_2.H_2O$ si calcola per $^1/_2$ H_2O 3.78 $^0/_0$. Quella parte dell'acqua della calamina da ritenersi come di costituzione è, dunque, mezza molecola, dimodochè la formula della calamina viene ad essere (raddoppiata)

$$H_2O.2SiO_2.4ZnO + H_2O .$$

L'acqua disciolta nel minerale non è, di solito, esattamente uguale ad una molecola, ma, bensì, ad una quantità un po' maggiore [1]).

La nuova formula della calamina può interpretarsi assai semplicemente, in armonia con quanto si dirà in seguito, come quella di un diortosilicato basico con una molecola circa di acqua in soluzione solida:

$$Zn_2[Zn.OH]_2Si_2O_7 + H_2O$$

In favore di questa nuova formula stanno non soltanto i risultati delle esperienze di Precht e Kraut, di Clarke e Steiger e di quelle più estese da me eseguite, che non permettono assolutamente di considerare tutta l'acqua della calamina

[1]) Data l'importanza dei risultati ottenuti, ho creduto opportuno controllare se anche in altre calamine si aveva tra 430° e 500° una pausa pressocchè completa nella eliminazione dell'acqua. Nella calamina in bei ciuffi cristallini di Granby, Missouri, ho trovato

t°	Acqua emessa
420°	4.87 $^0/_0$
450	5.00
500	5.10

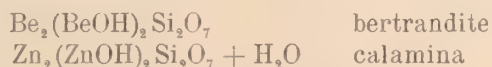
L'acqua totale ammontava a 8.79 $^0/_0$.

Si ha, dunque, un comportamento analogo a quello della calamina di Sardegna, soltanto che nei cristalli di Granby la quantità di acqua disciolta è più considerevole. Togliendo dall'acqua totale quella eliminata fino a circa 500° resta per l'acqua di costituzione 3.69 $^0/_0$ (calc. 3.78 $^0/_0$).

come di costituzione, ed il fatto che questo minerale contiene assai spesso una quantità di acqua un po' maggiore di quella richiesta dalla formula generalmente adottata, ma anche degli altri fatti di grande importanza.

È noto che pochi anni fa Penfield e Foote scoprirono un interessante nuovo minerale, la clinoedrite, per la quale, poichè l'acqua viene espulsa solo al rosso, si può ammettere la costituzione $CaOH.ZnOH.SiO_3$. La formula finora generalmente adottata per la calamina $ZnOH.ZnOH.SiO_3$ presenta una tale somiglianza con quella della clinoedrite, da far prevedere delle intime relazioni cristallografiche tra i due minerali. Ma ciò non è confermato dai fatti: clinoedrite e calamina non presentano alcuna analogia cristallografica. Questa mancanza di somiglianza cristallografica è spiegata da Groth [1]) ammettendo che si abbia a che fare con un caso di dimorfia, ma è da notare che si tratta di una pura ipotesi. Con la nuova costituzione da me proposta per la calamina diventa, invece, naturale che tra la forma cristallina di questo minerale e quella della clinoedrite non esistano relazioni, perchè si tratta di composti con costituzione chimica del tutto diversa.

La nuova formula di costituzione della calamina dà, invece, ragione della grandissima somiglianza cristallografica che passa tra questo minerale e la bertrandite. Vrba [2]); che per primo la notò, non ne potè dare una spiegazione plausibile perchè la formula della bertrandite non presenta alcuna analogia con quella fino ad ora accettata per la calamina. Ma che questi due minerali sieno chimicamente assai affini risulta senz'altro dal semplice confronto della formula:

$$Be_2(BeOH)_2Si_2O_7 \quad \text{bertrandite}$$
$$Zn_2(ZnOH)_2Si_2O_7 + H_2O \quad \text{calamina}$$

La bertrandite si differenzia, perciò, dalla calamina soltanto per la sostituzione del berillio allo zinco e per non contenere acqua disciolta. Ora quest'acqua disciolta esistente nella calamina e che non appartiene alla sua costituzione non può esercitare un grande influenza sulla struttura cristallina ed è, quindi, naturale che tra bertrandite e calamina si abbiano intime relazioni cristallografiche, così come si hanno tra Be_2SiO_4 — fenachite — e Zn_2SiO_4 — villemite.

L'orientazione che Bertrand, Des Cloizeaux e Penfield hanno adottato per la bertrandite, non è adatta per far risaltare la somiglianza di forma cristallina che esiste tra questo minerale e la calamina. Per questa ragione Vrba propose una nuova orientazione per i cristalli di bertrandite, ed allora si ottengono le seguenti costanti:

$$a:b:c = 0.7191:1:0.4206 \quad \text{bertrandite Vrba}$$
$$= 0.7835:1:0.4778 \quad \text{calamina Schrauf.}$$

Le costanti di questi due minerali sono, perciò molto vicine.

Secondo v. Fedorow [3]) la bertrandite dovrebbe considerarsi come ipoesagonale

[1]) *Tableau systématique des minéraux.* 1904, pg. 116.

[2]) *Mineralogische Notizen. 15. Bertrandit von Pisek.* Zeitsch. f. Kryst. 1889, XV, 194.

[3]) *Kriticeskij peresmotr form kristallov mineralnago carstva.* Mémoires de l'Acad. Imp. des Sciences de Pétersbourg. Classe Phys-Math. 1903, (8°), XIV. N.° 2, pag. 108.

ed in realtà in questa ipotesi si ha il complesso di forme più semplice possibile, senza, per altro, ottenere un vantaggio molto considerevole sulla orientazione di Bertrand. Ma il riferimento della bertrandite al tipo ipoesagonale non mi sembra accettabile, perchè, date le intime relazioni che sussistono nella costituzione chimica della bertrandite e della calamina anche nella struttura cristallina di questi due minerali devono aversi somiglianze considerevoli, mentre queste vengono ad essere mascherate accettando per la bertrandite la nuova orientazione di Fedorow e conservando per la calamina l'antica, che, a giudizio del Fedorow stesso, è da considerarsi come giusta.

Le relazioni cristallografiche tra calamina e bertrandite si possono porre in luce meglio di come ha fatto Vrba mediante due nuove orientazioni da me trovate.

Nella prima, alle forme {100}, {001}, {110}, {021} di Bertrand si danno i simboli rispettivi {001}, {010}, {101} e {110}, nell'altra, invece, {010}, {001}, {120} e {201}. Le forme finora note nel minerale vengono a ricevere i simboli seguenti, posti a confronto con quelli risultanti dalle altre orientazioni, esclusa quella ipoesagonale di v. Fedorow.

Bertrand, Penfield ecc.	Goldschmidt	Vrba	Zambonini	
			I	II
{100}	{100}	{100}	{001}	{010}
{010}	{001}	{001}	{100}	{100}
{001}	{010}	{010}	{010}	{001}
{310}	{301}	{901}	{103}	{160}
{110}	{101}	{301}	{101}	{120}
{130}	{103}	{101}	{301}	{320}
{031}	{013}	{043}	{320}	{301}
{021}	{012}	{021}	{110}	{201}
{011}	{011}	{041}	{120}	{101}
{049}	{094}	{091}	{290}	{409}
{102}	{120}	{380}	{041}	{011}
{162}	{126}	{386}	{641}	{311}

E per le costanti cristallografiche si ottiene, in base agli angoli fondamentali di Vrba:

Zambonini II	$a:b:c:$	$= 0.8774 : 1 : 0.5215$
» I		$= 0.8413 : 1 : 0.4794$
Calamina		$= 0.7835 : 1 : 0.4778$

L'orientazione mia I ha il vantaggio di dare al pinacoide di solito più esteso nei cristalli di bertrandite e di calamina lo stesso simbolo {010}, di rendere vicinissime le costanti cristallografiche dei due minerali, che vengono anche ad avere uguale orientazione del piano degli assi ottici e della bisettrice acuta. Inoltre delle 12 forme semplici della bertrandite soltanto tre ({320}, {041}, {641}) non sono finora conosciute nella calamina. Un non piccolo svantaggio è, però, che in quest'ultimo minerale l'asse polare coincide con c, e nella bertrandite, invece, con b. La mia orientazione II elimina questo inconveniente, prendendo anche nella bertrandite l'asse polare come asse c, ma i simboli delle forme semplici diventano un po' più com-

plicati, ed anche l'accordo tra le costanti cristallografiche dei due minerali si fa meno soddisfacente. Assai chiaramente, per altro, risulta l'omeomorfismo della calamina e della bertrandite nelle due zone [010] e [100], come si scorge dalla seguente tabella:

	Bertrandite	Calamina
(001) : (011)	27°32′ ½	25°32′
: (101)	30 44	31 23
: (201)	49 56	50 39 ½
: (301)	60 43	61 20 ½

Si prenda la prima o la seconda delle nuove orientazioni da me proposte per la bertrandite, è certo che questo minerale presenta delle relazioni cristallografiche intimissime con la calamina, relazioni naturali se si ammette per quest'ultima la formula bruta $H_2Zn_4Si_2O_9 + H_2O$.

È presumibile che contro questa nuova formula verranno mosse due obbiezioni. La prima sarà che la calamina ha una composizione costante e che, perciò, non è possibile ammettere che una parte dell'acqua di questo minerale si trovi allo stato di soluzione solida, perchè in questo caso si dovrebbero avere oscillazioni nella composizione. L'obbiezione non ha, però, alcun valore. Infatti, non sussiste che la calamina abbia una composizione costante. Sono ben poche le analisi note di calamine pure (contenenti, cioè, soltanto zinco, silicio, idrogeno ed ossigeno e col rapporto Zn : Si = 2 : 1), ma, ad ogni modo, la maggior parte di esse mostra un tenore d'acqua variabile entro limiti abbastanza estesi, e, ciò che è assai importante, la quantità di acqua del minerale è quasi sempre maggiore della teorica secondo le formule $Zn_2SiO_4 . HO_2$ o $[Zn(OH)]_2SiO_3$. Così la calamina pura di Pulaski Co. analizzata da Genth, contiene 8.32 % H_2O; quella di Wythe Co., secondo Mac Irby, 8.13 % H_2O, la calamina di Nertschinsk 8.32 % H_2O (Hermann), quella di Granby su ricontati 8.79 %, ecc. senza tener conto di differenze anche più notevoli dalla teoria presentate da diverse analisi.

Si hanno, dunque, nella percentuale dell'acqua delle oscillazioni considerevoli, superiori a quelle che si osservano in composti che contengono tutta la loro acqua, e non una parte sola come la calamina, allo stato di soluzione solida, o magari in uno stato analogo a quello dell'acqua degl'idrogeli. Basterà ricordare la natrolite e la scolezite, che presentano una composizione, specialmente la prima, assai costante, benchè non vi sia il minimo dubbio che l'acqua di questi minerali non sia di costituzione. Ed è anche da notare che nel caso tipico del platinocianuro di magnesio, studiato da Tammann, la differenza nel tenore d'acqua nelle due composizioni estreme osservate è soltanto di 1.59 %.

L'altra obbiezione presumibile è quella che la calamina si può trasformare in villemite. Ma a mio modo di vedere la formazione di villemite a spese della calamina non costringe affatto ad accettare le formule finora in uso per quest'ultima. Anche la nuova formula, infatti, ci dà ragione facilmente di questo passaggio: basta l'eliminazione di una molecola d'acqua dal composto $Zn_2[ZnOH]_2Si_2O_7$ per ottenere due molecole di Zn_2SiO_4 [1]. E ciò nella ipotesi che si voglia davvero assegnare un

[1]) L'eliminazione dell'acqua disciolta è, naturalmente, molto più semplice e facile di quella di costituzione.

gran peso alle pseudomorfosi nello studio della costituzione dei minerali, mentre l'esperienza dovrebbe ormai avere insegnato che, fondandosi su di esse, la maggior parte delle volte si arriva a risultati del tutto errati, come giustamente ha osservato Penfield [1]).

Cordierite

Quasi tutte le analisi, anche le più antiche, di cordieriti apparentemente pure, hanno dato un tenore in acqua oscillante fra 0.50 e 2.66 %. Tenendo conto della facile alterabilità del minerale, l'acqua riscontrata nelle analisi fu considerata da tutti come secondaria. Nel 1892, però, O. C. Farrington [2]) pubblicava i risultati di ricerche assai esatte, che rappresentano quanto di meglio noi conosciamo sulla composizione della cordierite, che portano a conclusioni differenti. Farrington analizzò la cordierite perfettamente inalterata, pleocroica di Guilford (Connecticut) e confermò i risultati ottenuti con nuove analisi della cordierite di Haddam. Nel minerale di Gulford, Farrington trovò 1.62 %, in quello di Haddam 1.84 % H_2O. Ambedue le analisi conducono alla formula $H_2O . 4(Mg,Fe)O . 4Al_2O_3 . 10SiO_2$. La cordierite di Guilford, riscaldata successivamente a diverse temperature, perde acqua nel modo seguente:

a 100°	300°	al rosso	al rosso vivo	totale
nulla	0.63 %	0.87	0.10	1.60 % .

Poichè l'acqua viene eliminata soltanto a temperatura elevata, Farrington ritenne che dovesse considerarsi come di costituzione.

Di altro avviso fu M. Weibull [3]), il quale giunse alla conclusione che acqua si trova soltanto nei prodotti di decomposizione della cordierite. Secondo il Weibull, fino al 1900 non sarebbe stata esaminata accuramente, per quel che riguarda l'acqua, nessuna cordierite assolutamente indecomposta. Una cordierite della miniera di Laangfall, nella parrocchia di Grangärde, macroscopicamente trasparente e pura, ma che all'esame microscopico risultò contenere, oltre ad inclusioni di sillimanite e pigmento organico, circa il 2 % di muscovite, talco e caolino provenienti dall'alterazione del minerale lungo le sue fenditure, dette all'analisi 2.42 % d'acqua. Di questa, però, $^1/_3$ viene eliminato già al disotto di 300°, la metà fra 300° e 550° e soltanto un sesto circa richiede, per venir scacciato, l'arroventamento.

Soltanto nuove esperienze potevano chiarire la discrepanza dei risultati ai quali sono arrivati Farrington e Weibull.

Grazie alla squisita cortesia del Prof. von Groth e del Dott. F. Grünling io ho potuto disporre di un frammento di cristallo di Orijärvi della collezione mineralogica di Monaco di Baviera. Il frammento inviatomi era, nei punti non troppo spessi, perfettamente trasparente: presentava bellissimo il pleocroismo caratteristico della cordierite. Anche esaminato al microscopio, risultò assai puro: soltanto lungo alcune fenditure vi erano dei prodotti di alterazione, ma in quantità così poco considerevole, da non poter influire in modo notevole sulla composizione.

---

[1]) *Ueber die Interpretation von Mineralanalysen etc.* Zeitsch. für Kryst. 1900, XXXIII, 527.

[2]) *Chemical composition of iolite.* Amer. Journ. Sc. 1892, (3), XLIII, 13.

[3]) Recensione: Zeitsch. f. Kryst. XXXVI, 191.

Le esperienze di disidratazione eseguite in corrente di aria umida dettero i risultati seguenti:

T	Acqua emessa
125°	0.08 %
205	0.13
270	0.23
320	0.27
400	0.34

L'acqua totale ammontava a 1.69 %.

La disidratazione della cordierite di Orijärvi procede in modo perfettamente analogo a quanto si è osservato in silicati contenenti con certezza acqua di costituzione e dei quali si è già fatta parola nelle pagine precedenti. Sembrerebbe, dunque, a prima vista, che la conclusione logica da trarre dalle esperienze sia che la cordierite contiene acqua di costituzione originaria e che la formula di Farrington è giusta. E, per qualche tempo, io stesso così ho creduto. Un esame più approfondito della questione non tardò, per altro, a far sorgere in me dei gravi dubbî sulla esattezza di una tale conclusione. Ed in vero, secondo Farrington, tutta l'acqua contenuta nella cordierite di Guilford dovrebbe essere originaria e di costituzione: inoltre, verrebbe eliminata in due distinte porzioni, corrispondenti, ciascuna, abbastanza esattamente a mezza molecola. Diversamente si comporta la cordierite di Orijärvi, benchè contenga la stessa quantità di acqua di quella di Guilford. Secondo le mie esperienze, infatti, può considerarsi come acqua di costituzione soltanto quella parte che viene eliminata a temperatura elevata, e non l'altra che sfugge in modo continuo fra 100° e 400°. Ma, togliendo questa dall'acqua totale, resta, per l'acqua di costituzione, una quantità inferiore a quella richesta dalla formula di Farrington (1.51 %), e non si ha, per giunta, l'eliminazione in due porzioni distinte dell'acqua stessa. La cordierite di Laangfall studiata da Weibull si disidrata, come risulta dal semplice confronto dei risultati di questo studioso con quelli di Farrington e coi miei, in modo diverso sia dalla cordierite di Guilford, sia da quella di Orijärvi. Naturalmente, a ciascuno di questi tre modi di disidratarsi verrebbe a corrispondere una formula speciale. Questo risultato rende già di per sè estremamente probabile che quella parte dell'acqua della cordierite che sembra appartenere alla costituzione del minerale, in realtà non può essere originaria. Le esperienze che ora descriveremo tolgono ogni dubbio in proposito.

Da un campione di cordierite, in parte alterata, di Bamle ho potuto isolare dei frammentini con splendore vitreo, col pleocroismo caratteristico ed abbastanza puri, assai meno, però, di quelli di Orijärvi. Col riscaldamento a temperatura crescente in corrente di aria umida si ebbero i risultati che seguono:

T	Acqua emessa
125°	0.35 %
205	0.45
255	0.56
300	0.65
350	0.66
400	0.75
480	0.99

Acqua totale 4.09 %.

Anche in questo caso si sarebbe indotti ad ammettere che buona parte dell'acqua sia di costituzione ed originaria: anzi, si ha addirittura un intervallo di 50° durante il quale l'uscita dell'acqua è praticamente nulla. Pure, proprio questi risultati dimostrano l'origine secondaria dell'acqua della cordierite, perchè in caso contrario, per ogni cordierite studiata bisognerebbe calcolare una formula speciale con quantità diversa di acqua di costituzione e con legame diverso per l'acqua stessa.

Molto importante resta sempre il fatto che la cordierite, anche assumendo quantità differenti di acqua, non modifica sensibilmente il suo aspetto cristallino, il suo pleocroismo, ecc. Così il campione di Orijärvi con 1.69 % H_2O e quello di Bamle con 4.09 % H_2O si possono benissimo confondere l'uno con l'altro. Ed ancor più interessante è che quest'acqua si trova nel minerale in condizioni tali da presentare l'analogia la più completa con quei silicati che contengono, almeno secondo le nostre conoscenze attuali, indubbiamente acqua di costituzione, come il serpentino nobile, la bowenite, la carfolite, ecc. Certo, se della cordierite non fossero noti che i giacimenti di Guilford, Haddam ed Orijärvi, lo studio della disidratazione del minerale condurrebbe necessariamente a riconoscere come esatta la formula bruta di Farrington, lasciando incerto soltanto se l'«acqua di costituzione» viene eliminata in due porzioni od in una. È solo perchè della cordierite si conoscono parecchi altri giacimenti e si è potuto constatare che la pretesa acqua originaria di costituzione dovrebbe trovarsi in un numero variabilissimo di molecole rispetto al silicato anidro, che è possibile stabilirne la sua origine secondaria. Ma per quei minerali meno diffusi o meno studiati della cordierite, e sopratutto per quelli che contengono quantità di acqua piuttosto piccole (2-3 % al massimo od anche meno), diventa, dopo le osservazioni eseguite sulla cordierite, difficilissimo il decidere se la loro acqua è o no originaria. Nulla dice in proposito nè l'aspetto di minerale affatto inalterato, nè la presenza del pleocroismo, nè la apparente omogeneità, e nulla dice perfino il modo col quale l'acqua viene eliminata. Assai spesso, specialmente negli ultimi venti anni, si è considerata come originaria e di costituzione la poca acqua contenuta in parecchi minerali, fondandosi sul fatto che al microscopio non era possibile scoprire traccia di alterazione e che l'acqua veniva scacciata solo a temperatura più o meno elevata. Dopo quanto si è visto accadere nella cordierite, è da ritenere come assai problematica la natura originaria dell'acqua di tali minerali, tanto più che in molti casi, trascurandola, si ottengono formule assai più semplici. Soltanto ulteriori ed accuratissimi studii potranno stabilire in quali di questi minerali si ha davvero acqua di costituzione originaria ed in quali no.

Dioptasio

Numerose analisi hanno posto fuori di dubbio che la formula bruta di questo minerale è H_2CuSiO_4, che fu scritta $CuSiO_3 + H_2O$ fino a quando Rammelsberg [1]) in seguito ad una serie di esperienze, giunse alla conclusione che l'acqua è da ritenersi di costituzione. Secondo Rammelsberg, la polvere del minerale fino a 350° non subisce la minima traccia di perdita di peso, ed a 400° presenta una

[1]) Zeitsch. d. d. geol. Gesellsch. 1868, XX, 537.

modificazione appena sensibile: l'uscita dell'acqua sopravviene soltanto con l'arroventamento. La polvere disidratata in atmosfera umida riprende soltanto un po' di acqua igroscopica che a 100° di nuovo si elimina. Rammelsberg e Groth considerarono il dioptasio, in seguito a questi risultati, come un ortosilicato acido CuH_4SiO_4, mentre Tschermak ritenne trattarsi di un metasilicato $(CuOH)HSiO_3$. La formula di Tschermak, però, non ebbe fortuna, e da tutti, si può dire, fu posto il dioptasio fra gli ortosilicati.

Nessuno pose mente, per altro, alle ricerche eseguite da Lühr nel laboratorio del Kraut e da quest'ultimo pubblicate [1]. La nota di Kraut suona testualmente così: « Zu Lühr's Analyse (in meinem Laboratorium ausgeführt) wurde der gepulverte Dioptas neben Vitriolöl getrocknet, das Mineral verlor dann bei 100° noch 0.52, bei 300° bis 310° im Luftstrom noch 2.46 Proc., den Rest des Wassers beim Rothglühen ». A questo comportamento del dioptasio è accennato da Precht e Kraut nella loro Memoria più volte citata sulla dissociazione dei sali idrati.

I risultati ottenuti da Lühr sono in completa contraddizione con quelli di Rammelsberg, e, se esatti, condurrebbero a considerare ben diversamente di quel che attualmente si faccia, l'ufficio dell'acqua nel dioptasio. Soltanto nuove esperienze potevano chiarire la quistione.

Il dioptasio adoperato nelle mie ricerche proveniva dalle steppe dei Kirghisi, era purissimo e conteneva 11.18 % H_2O. Nel vuoto su acido solforico si ha una perdita di peso trascurabile (0.06 %).

La disidratazione in corrente d'aria umida procede nel modo seguente:

T	Acqua emessa
95°	0.11 %
118	0.15
244	0.22
312	0.26
370	0.54
398	0.77
415-420	1.06
478	4.60

Fino alla temperatura di 370° non si ha sensibile cambiamento nel colore, che, invece, a 398° è diverso dal primitivo, avendo preso una leggera punta nell'azzurrastro: il cambiamento va, poi, progressivamente accentuandosi, man mano che la temperatura s'innalza.

La curva di disidratazione costruita con i dati surriferiti (Fig. 1, Curva X) è continua, sicchè vengono ad essere confermate, *qualitativamente*, le esperienze di Lühr.

Il dioptasio parzialmente disidratato non è in grado di riassorbire che quantità assai piccole dell'acqua emessa.

Che nelle proprietà del dioptasio sopravvenga una modificazione progressiva man mano che la temperatura s'innalza è dimostrato dall'azione che sul minerale ri-

---

[1]) Gmelin-Kraut's *Handbuch* III, 690.

scaldato a diverse temperature esercita l'ammoniaca. Come risulta dalle mie *Ulteriori ricerche sulle zeoliti* pag. 124, in seguito alla disidratazione parziale la polvere del dioptasio viene attaccata dall'ammoniaca con velocità maggiore della polvere naturale: la variazione di questa velocità è progressiva.

Nella disidratazione il dioptasio si comporta in modo affatto diverso dalla prehnite, dall'epidoto, dalla carfolite, dal serpentino, ecc., da quei minerali, insomma, che contengono con certezza acqua di costituzione. Basta confrontare quanto si è osservato in questi minerali con i risultati ottenuti dallo studio del dioptasio per persuadersene. Nel dioptasio l'acqua viene emessa in modo continuo, la perdita di peso cresce continuamente con la temperatura, e non si ha nessun intervallo di temperatura nel quale l'uscita dell'acqua sia ridotta a zero. Il flesso che presenta la curva quando la perdita di peso comincia ad aumentare rapidamente è abbastanza dolce; manca del tutto un « Knick » deciso. Quale temperatura e quale quantità di acqua si prenderebbe per stabilire una suddivisione in acqua accessoria ed acqua di costituzione? Qualunque scelta sarebbe, evidentemente, del tutto arbitraria. Nè potrebbe considerarsi come acqua di costituzione quella soltanto che viene emessa al disopra di 370°, quando, cioè, il minerale comincia a cambiare di colore, perchè allora si avrebbe un tenore d'acqua (10.64 %) inferiore considerevolmente a quello richiesto dalla formula H_2CuSiO_4 (11.40 %).

Il dioptasio si comporta come una soluzione solida di acqua nel composto anidro $CuSiO_3$ e la sua formula sarebbe, perciò, da scriversi $CuSiO_3 . H_2O$. Io non credo che contro questo modo di vedere possa porsi il fatto che quantità considerevoli di acqua vengono emesse in un intervallo ristretto di temperatura, perchè altrettanto accade, come si vedrà nel corso del presente lavoro, per altri minerali che pure contengono senza dubbio acqua disciolta o sono da considerarsi addirittura come composti di assorbimento (natrolite, ecc.). E nemmeno può obbiettarsi che, quando il minerale comincia a perdere acqua con maggiore velocità, il colore cambia. La variazione del colore può dipendere semplicemente, infatti, dall'azione della temperatura elevata, prossima o superiore ai 400°. Quanti composti anidri per azione del calore cambiano di colore?

Io comprendo benissimo che il considerare il dioptasio come un metasilicato riuscirà ostico a molti, poichè da troppo tempo si è ritenuto che rappresentasse un ortosilicato acido tipico e troppe teorie si sono fondate su questa ipotesi. Ma quale è il fondamento dell'ipotesi stessa? Delle esperienze incomplete ed inesatte di Rammelsberg e l'ignoranza di quelle di Lühr da un lato, la pretesa isomorfia con la fenacite ed il fatto che con acido cloridrico si ha silice gelatinosa dall'altro. Ma è proprio certo che dioptasio, fenachite e willemite sono isomorfi? A me non sembra, se si tien conto delle grandi differenze chimiche che passano fra questi due ultimi minerali ed il dioptasio, che sono accompagnate anche da forti differenze negli angoli omologhi, come risulta dal seguente specchietto:

		(111):(100)
Fenachite	Be_2SiO_4	37°21'21"
Willemite	Zn_2SiO_4	38 2 $^1/_6$
Dioptasio	$[H_2Cu]SiO_4$	31 40

È vero che, secondo Brögger [1]), « diese Abweichungen sind zwar bedeutend, doch nicht grösser als in manchen anderen morphotropischen Reihen », ma non è men vero che, come osservò Retgers per casi analoghi, così facendo piano piano tutte le sostanze finiscono con l'essere morfotropiche. E l' « isomorfismo » del dioptasio con la fenachite e la willemite è riuscito tanto poco persuasivo, che già da tempo il dioptasio è stato messo piuttosto in relazione con la pirosmalite e la friedelite, come hanno fatto Wiik [2]), Dana [3]), Clarke [4]) ed altri, ovvero in un gruppo isolato, come ha creduto più giusto Groth [5]).

Quanto alla proprietà del dioptasio di gelatinizzare con gli acidi mi sembra che non abbia alcun valore per stabilire la costituzione del minerale. L'ottenere silice gelatinosa ovvero polverulenta dipende da tutta una serie di fattori (natura e concentrazione dell'acido che si impiega, rapporto tra la quantità dell'acido e quella del minerale, natura del o dei cationi contenuti nella sostanza in esame, temperatura alla quale si opera, ecc.) e non è affatto in relazione necessaria con la natura dell'acido silicico dal quale il minerale deriva. Così per non ricordare che minerali dei quali ci occuperemo nel presente lavoro, la natrolite, l'analcime, la sepiolite, pur non essendo sicuramente ortosilicati, gelatinizzano con gli acidi.

Non vi sono, dunque, ragioni che militino in modo decisivo in favore della formola H_2CuSiO_4, contro la quale sta, invece, il comportamento del dioptasio durante la disidratazione. Tschermak avrebbe ottenuto, decomponendo il dioptasio, un acido di formula H_4SiO_4, ma, per quanto si è detto a pg. 9 e seg., non è possibile tenere gran conto di tali risultati.

Io ho creduto opportuno di controllare i risultati ottenuti dallo studio dei dioptasio delle steppe dei Kirghisi, per togliere ogni dubbio sulla loro esattezza. Grazie alla cortesia del Prof. Lacroix, che vivamente ringrazio, ho potuto avere a mia disposizione parecchi grammi di dioptasio bellissimo del Congo francese. Per la perdita di peso a varie temperature ebbi:

T	Acqua emessa
115°	0.10 %
260	0.22
335	0.34
385	0.77
435	1.85
480	4.41

A 335° il colore è ancora immutato, a 385° comincia ad essere un pò diverso dal primitivo e la modificazione va facendosi sempre più intensa.

I risultati ottenuti concordano perfettamente con quelli ai quali portarono le esperienze sul dioptasio delle steppe dei Kirghisi.

---

[1]) *Ueber die morphotropischen Beziehungen des Pinakiolith und des Trimerit zu verwandten Mineralien.* Zeitsch. f. Kryst. 1891, XVIII, 377.

[2]) *Ueber eine krystallochemische Theorie der Silicate.* Zeitsch. f. Kryst. XXIII, 379.

[3]) *Mineralogy,* 6th Ed. 459.

[4]) *The constitution of the silicates.* Bull. of the U. S. Geol. Survey N.° 125, pg. 71.

[5]) *Tableau systématique des minéraux.* Genève 1904, pg. 128.

Nè nel dioptasio del Congo francese, nè in quello delle steppe dei Kirghisi ho potuto constatare con sicurezza un' influenza della tensione del vapor d'acqua dell'ambiente sulla perdita di peso ad una data temperatura. È, però, da notarsi che il dioptasio alla temperatura ordinaria ha una tensione di vapore quasi nulla, e che a temperature non molto alte emette quantità di acqua così piccole, che la tenue influenza esercitata dall'umidità dell'ambiente viene a cadere nei limiti degli errori di osservazione. Per le temperature al disopra di 400° quest' influenza è piccola anche in minerali che sono da considerarsi come composti di assorbimento, quali le zeoliti.

Cancrinite

La cancrinite fu, come è noto, scoperta da G. Rose [1]) a Mias, negli Urali. Le prime analisi furono appunto eseguite dallo scopritore, al quale, però, sfuggì la presenza dell'acqua nel minerale. Questo costituente venne, poco dopo, trovato da Whitney [2]) nella cancrinite di Lichtfield, e Struve [3]) ne stabilì, poi, l'esistenza anche in quella di Mias. Le analisi pubblicate in seguito hanno dimostrato che tutte le cancriniti contengono acqua.

Sull'ufficio di essa per molto tempo non si è saputo nulla di preciso, ed anche il Rauff [4]), al quale, pure, son dovute le prime cognizioni esatte della natura chimica della cancrinite e la dimostrazione che costituisce una specie ben distinta, si limitò a dire che « die Schwierigkeit, mit welcher das Mineral in der Hitze zersetzt wird, ... gestattet auch nicht die Annahme, dass das Wasser nicht zum Wesen des Minerals gehören solle ». Nella formula da lui proposta per il minerale, l'acqua figura come di cristallizzazione.

F. W. Clarke [5]) fu di avviso che la funzione dell'acqua nella cancrinite rimane dubbia: la considerò, però, come di costituzione, e questo modo di vedere fu seguito dalla maggior parte degli studiosi. È, però, esatto?

Esperienze sullo stato dell'acqua nella cancrinite furono eseguite soltanto, che io sappia da H. Rauff, il quale giunse a risultati veramente interessanti, poichè trovò che l'acqua comincia a sfuggire già poco al disopra di 100°, e sembrerebbe doversi avere una curva continua di disidratazione. Notevole sarebbe anche la difficoltà con la quale, alle diverse temperature, si raggiunge l'equilibrio: a 400°, 34 ore di riscaldamento non basterebbero per arrivare al peso costante.

È evidente che tutte le formule proposte per la cancrinite non avranno alcun valore, fino a quando non sarà noto l'ufficio che nel minerale ha l'acqua, poichè, infatti, a seconda che questa si riterrà o no di costituzione, da una stessa analisi si dedurranno formule molto diverse. Prima di discutere le diverse formule assegnate alla cancrinite è, perciò, necessario studiar bene le condizioni nelle quali si trova l'acqua del minerale.

---

[1]) Pogg. Ann. 1839, XXXVII, 779.

[2]) Pogg. Ann. 1847, LXX, 431.

[3]) in Kokscharow *Materialen zur Mineralogie Russlands* II, 77.

[4]) *Ueber die chemische Zusammensetzung des Nephelins, Cancrinits und Mikrosommits.* Zeitsch. f. Kryst. 1878, II, 456.

[5]) *The minerals of Lichtfield, Maine.* Amer. Journ. of. Sc. 1886, XXXI, 262.

Per le mie ricerche adoperai della cancrinite di Mias, perfettamente fresca, senza traccia di alterazione, di colore roseo chiarissimo nei frammenti un po' grandi, incolora e trasparente nelle laminette di sfaldatura alquanto sottili.

I caratteri del minerale erano i soliti (sfaldatura facilissima secondo $\{10\bar{1}0\}$, vivo splendore vitreo sulle facce di sfaldatura, ecc.). Come inclusioni, facilmente eliminabili del resto, si distinguevano delle scagliette di ematite ed i lunghi aghetti neri, disposti parallelamente all'asse *c* della cancrinite ricordati da Rauff. La polvere del minerale puro era perfettamente bianca.

Nella disidratazione in corrente di aria umida ottenni i seguenti risultati:

T	Acqua emessa
110°	0.40 %
150	0.55
240	0.84
300	1.31
340	1.84
375	2.49
415	2.93

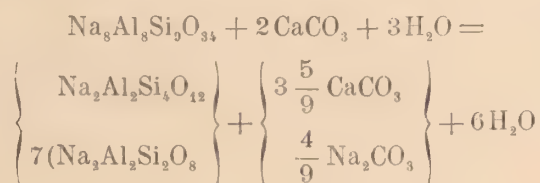
L'acqua totale ammonta a 3.50 %.

Le esperienze eseguite dimostrano che l'acqua sfugge dalla cancrinite di Mias in modo continuo (Fig. 1, Curva IX), e non può, perciò, essere considerata come acqua di costituzione, come risulta anche dal fatto che sulla perdita di peso ad una data temperatura influisce in modo non indifferente la tensione del vapor d'acqua dell' ambiente.

Stabilito questo punto importante, è possibile passare all'esame delle formule proposte per la cancrinite, limitandoci, naturalmente, alle più importanti.

Rauff dalle sue analisi concluse che la cancrinite è una nefelina senza potassio unita a carbonato di calcio (e sodio) e ad acqua:

$$Na_8Al_8Si_9O_{34} + 2\,CaCO_3 + 3\,H_2O =$$

$$\left\{ \begin{matrix} Na_2Al_2Si_4O_{12} \\ 7(Na_2Al_2Si_2O_8 \end{matrix} \right\} + \left\{ \begin{matrix} 3\frac{5}{9}\,CaCO_3 \\ \frac{4}{9}\,Na_2CO_3 \end{matrix} \right\} + 6\,H_2O$$

Ricerche molto interessanti sono dovute a Clarke (l. cit.). Questi dimostrò che assai spesso la cancrinite contiene inclusa della eleolite, e che in queste inclusioni si deve ricercare la causa delle variazioni di composizione riscontrate nel minerale. Il Clarke osservò anche che il calcio ed il biossido di carbonio si trovano in quantità molto variabili: così a Mias vi è tanto calcio da saturare presso a poco l'acido carbonico, ma ben diverso è il caso per il minerale di Lichtfield. Il Clarke concluse, perciò, che l'acido carbonico deve essere, nella cancrinite, unito all'alluminio; « a supposition which finds some justification in the existence of the rare species dawsonite ». Supponendo che l'acqua sia di costituzione, Clarke calcolò la formula $Al_8(SiO_4)_8(CO_4)_2CaNa_8H_6$ (speciale per la cancrinite di Lichtfield) e

$Al_4(SiO_4)_4CO_4Na_5H_3$ per la cancrinite sodica pura. Il concetto di Clarke fu generalmente adottato.

Vernadskij [1]) e Morozewicz [2]) considerano, invece, tuttora la cancrinite come un prodotto di addizione $Na_2Al_2Si_2O_8 . A$, nel quale $A = (Ca, Na_2)CO_3$. Notevole è, però, che nè l'uno, nè l'altro accennino all'acqua, che, pure, è stata trovata in tutte le cancriniti finora analizzate.

Vediamo ora a quali risultati conducono le analisi conosciute, tenendo conto che l'acqua non è di costituzione. Delle analisi note, soltanto una piccola parte può servire utilmente, perchè tutte le altre, sia per essere state eseguite molti anni fa, quando i metodi analitici erano meno perfetti, sia perchè il materiale impiegato non era, con tutta probabilità, puro, sono da rifiutarsi. Delle venti analisi raccolte da Hintze, io ho scelto soltanto la XII e la XIII (Rauff, Mias) e la XVIII (Clarke, Lichtfield), che è quella alla quale lo stesso Clarke dà maggior peso. Ho tenuto, poi, anche conto di un'altra analisi della cancrinite di Lichtfield eseguita da Clarke e Steiger più recentemente.

I rapporti trovati sono i seguenti:

	SiO_2	:	Al_2O_3	:	$Na_2 + K_2O + CaO$	:	CO_2	:	H_2O
XII	4.4	:	2	:	3	:	1	:	1.6
XIII	4.4	:	2	:	2.9	:	1	:	1.6
XVIII	4.0	:	2	:	2.7	:	1.1	:	1.4
Clarke e Steiger (1902)	4.3	:	2.06	:	2.8	:	1	:	1.7

Si hanno, dunque, dei valori abbastanza oscillanti in base ai quali non è possibile calcolare una formula unica per la cancrinite. L'analisi XVIII (A di Clarke 1886) è l'unica che dia $SiO_2 : Al_2O_3 = 2 : 1$ e sia esprimibile, quindi, con la formula di un allumodisilicato [3]): in tutte le altre si ha un eccesso di silice, come nella nefelina. Potrebbe darsi che questo eccesso fosse dovuto ad una mescolanza con eleolite, come risulterebbe dal lavoro di Clarke per la cancrinite di Lichtfield, ma non si può, naturalmente, escludere, che dipenda dalla presenza nella cancrinite di un silicato più ricco in silicio dell'acido allumodisilicico $H_2Al_2Si_2O_8$.

Allo scopo di portare un contributo alla risoluzione della questione, io ho analizzato il materiale che avevo adoperato per lo studio della disidratazione della cancrinite.

L'analisi della cancrinite si presenta abbastanza complicata, perchè già Whitney ha trovato che è molto difficile separare completamente la silice dagli altri elementi. I risultati di Whitney furono confermati da Rauff: secondo quest'ultimo dopo una quadrupla evaporazione resta in soluzione sempre 2.25 % SiO_2. Clarke nel suo lavoro sui minerali di Lichtfield non accenna affatto a questa difficoltà.

Le ricerche accuratissime di F. W. Hillebrand [4]) hanno stabilito assai bene

---

[1]) *Zur Theorie der Silikate.* Zeitsch. f. Kryst. 1901, XXXIV, 59.

[2]) *Ueber die chemische Zusammensetzung des Nephelins.* Bull. de l'Acad. des Sciences de Cracovie 1907, 1001.

[3]) Nomenclatura di Morozewicz (loc. cit.).

[4]) *The Analysis of silicate and carbonate rocks.* Bulletin of the U. S. Geolog. Survey N. 305.

quale è la tecnica della separazione del silicio dagli altri elementi nelle analisi dei silicati: da quanto Hillebrand ha osservato, si deduce che la quantità di silicio che resta in soluzione dopo due evaporazioni fino a secchezza e successive filtrazioni è, generalmente, assai piccola. Insieme all'alluminio non si hanno, secondo Hillebrand, salvo casi eccezionali, che pochi milligrammi di biossido di silicio. È assai probabile, come ritenne già C. Meineke, che il silicio che si rinviene nel resto dell'analisi dopo la precipitazione dell'alluminio, sia dovuto semplicemente o ai reattivi o alla decomposizione del vetro dei recipienti impiegati nell'analisi.

Per lo studio della composizione chimica della cancrinite di Mias io ho cercato di ottenere un materiale tanto più puro, quanto mi è stato possibile. Per separare le pochissime impurezze rimaste ad onta di tutta la mia accuratezza, io ho impiegato il tetrabromuro di acetilene opportunamente diluito col toluolo, ottenendo, così, infine, una sostanza idealmente pura. Per l'attacco adoperai dell'acido cloridrico diluito e tirai a secco tre volte, intercalando con filtrazioni. La difficoltà incontrata da Whitney e da Rauff nel separare il silicio non può, evidentemente, dipendere da altro che dalla tendenza della silice separatasi a passare allo stato di pseudo-soluzione: per cercare di impedire questo fatto, la silice raccolta sul filtro è stata da me lavata con acqua acidulata con acido cloridrico, come consigliano Friedheim e Pinagel. Con tutto ciò la quantità di SiO_2 separata dalla cancrinite è stata, in una delle analisi, soltanto di 35.09 %. Si è, perciò, avuto un risultato simile a quello di Rauff.

Nel liquido dal quale avevo tratto la silice nel modo suddetto, ho precipitato l'alluminio con ammoniaca mediante una doppia precipitazione. L'allumina ottenuta era perfettamente bianca anche dopo calcinazione: non conteneva che tracce di ferro, che ritenni inutile determinare. Con tutta cura, seguendo scrupolosamente le indicazioni di Hillebrand ho determinato, invece, la quantità di silice contenuta nell'allumina: ho trovato 1.13 %. La cancrinite da me studiata ha, perciò, un tenore in biossido di silicio uguale a 36.22 %. Risultati con questi concordantissimi si ebbero in una seconda analisi.

Il calcio fu precipitato con ossalato ammonico. Per gli alcali adoperai, come consiglia Morozewicz, il metodo di L. Smith.

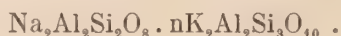
Come media di due analisi ben concordanti ottenni:

		Rapporti molecolari		
SiO_2	36.25	0.600		4.08
Al_2O_3	29.95	0.293		2.00
Fe_2O_3	tr.	—		—
CaO	6.04	0.018		
Na_2O	18.04	0.290	0.400	2.72
K_2O	0.20	0.002		
H_2O	3.50	0.194		1.32
CO_2	6.42	0.146		1.00
	100.40			

Questa composizione si presenta come intermedia tra quella della cancrinite di Mias analizzata da Rauff e quella di Lichtfield studiata da Clarke (var. A). Il

rapporto $SiO_2 : Al_2O_3$ differisce così poco da 2 : 1, da far restare in dubbio se si deve davvero ammettere nel minerale analizzato l'esistenza di un silicato più ricco in silicio degli allumodisilicati, o se il leggero eccesso di SiO_2 è da spiegare come dovuto ad una serie di tenui cause secondarie (piccoli errori analitici, tracce di impurità, ecc.). Basta, infatti, supporre che nel biossido di silicio vi sia un errore in più e nell'allumina un errore in meno di circa 0.4 % perchè il rapporto $SiO_2 : Al_2O_3$ diventi rigorosamente 2 : 1. Ad ogni modo, non è privo di importanza il fatto che mentre Rauff aveva trovato nella cancrinite di Mias $SiO_2 : Al_2O_3 = 2{,}2 : 1$, io, adoperando materiale più puro ed usando tutte le cautele di cui sono capace ho ottenuto $SiO_2 : Al_2O_3 = 2.04 : 1$, confermando, così, l'analisi A di Clarke (1866). Poichè, per altro, non è probabile, dato quanto noi conosciamo sulla nefelina, la cui parentela con la cancrinite è indiscutibile, che nelle analisi di Rauff e nelle altre di Clarke e Clarke e Steiger l'eccesso di silicio sia dovuto esclusivamente ad impurezze del materiale analizzato, dobbiamo ammettere l'esistenza tra i minerali riuniti sotto il nome di cancrinite di termini nei quali $SiO_2 : Al_2O_3 = 2$ legati per passaggi intermedii ad altri nei quali si ha $SiO_2 : Al_2O_3 > 2$.

Nella sua importantissima Memoria sulla composizione della nefelina, il Morozewicz è giunto al risultato che questo minerale risponde alla formula generale

$$Na_2Al_2Si_2O_8 \, . \, nK_2Al_2Si_3O_{10} \, .$$

Delle nefeline più rare e che costituirebbero una serie basica, hanno, invece, una composizione esprimibile con la formula

$$4\,^1/_2\, Na_2Al_2Si_2O_8 \, . \, K_2Al_2Si_{2\frac{1}{2}}O_9 \, .$$

Non si può, per altro, ritenere come ben fondata la separazione delle « nefeline basiche » dalle altre, che riposa soltanto sull'ipotesi che il solo potassio sostituisca l'idrogeno ionico dell'acido allumosilicico più ricco in silicio dell'allumodisilicico la cui esistenza è ammessa nella nefelina. Infatti, in sostegno di questa ipotesi non militano che delle affermazioni di Thugutt [1]) sulla costituzione di una « zeagonite » da lui studiata, affermazioni che non possono davvero servire per trarne deduzioni dell'importanza di quelle di Morozewicz, date le arbitrarie eliminazioni di « impurezze » calcolate in base a puri preconcetti dai risultati dell'analisi della sua « zeagonite » [2]), e la continua confusione che il Thugutt ha fatto tra gismondina e phillipsite.

Se non si assegna al potassio una funzione nettamente diversa dal sodio (e

---

[1]) *Ueber den Zeagonit, als neues Zersetzungsproduct des Nephelins.* Neues Jahrb. f. Min. Geol. u. s. w. 1900, II, 65.

[2]) D'altra parte, l'insostenibilità delle idee di Thugutt sulla costituzione della gismondina (con la quale egli confonde la « zeagonite ») risulta assai chiaramente dal mio lavoro, pubblicato or mai diversi anni fa, sulle zeoliti dei dintorni di Roma: *Kurzer Beitrag zur chemischen Kenntniss einiger Zeolithe der Umgegend Roms.* Neues Jahrb. f. Min. Geol. u. s. w. 1902, II, 76.

contro la quale sta anche il fatto che la caliofillite $K_2Al_2Si_2O_8$ ha relazioni estremamente intime con la nefelina, come mi riserbo di dimostrare in altro lavoro, è possibile considerare tutte le nefeline come soluzioni solide dei due allumosilicati:

$$\overset{I}{R}_2Al_2Si_2O_8 \text{ e } \overset{I}{R}_2Al_2Si_3O_{10}$$ [1].

È facile vedere che per mezzo di questi due silicati si può esprimere anche la composizione della cancrinite. Riunendo insieme sodio e calcio, il che si può fare date le oscillazioni abbastanza considerevoli che si hanno nelle quantità di questi due elementi, e l'esistenza di una sodiocancrinite accertata da Lemberg [2], si ha che le diverse analisi della cancrinite che abbiamo discusse sono calcolabili nel modo seguente, ottenendo un accordo soddisfacentissimo fra i dati sperimentali ed i calcolati:

a)	XII e XIII (Rauff)	$8Na_2Al_2Si_2O_8 . 5Na_2CO_3 . 2Na_2Al_2Si_3O_{10} + 8H_2O$.
b)	XVIII (Clarke A 1886)	$12Na_2Al_2Si_2O_8 . 5.5Na_2CO_3 + 7H_2O$.
c)	Clarke e Steiger 1902	$7.5Na_2Al_2Si_2O_8 . 6Na_2CO_3 . 4Na_2Al_2Si_3O_{10} + 10{,}5H_2O$.
d)	Zambonini	$21Na_2Al_2Si_2O_8 . 12Na_2CO_3 . 2Na_2Al_2Si_3O_{10} + 16H_2O$.

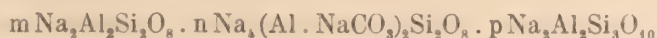
Tra il carbonato e l'allumodisilicato sodico si hanno i seguenti rapporti:

	$Na_2Al_2Si_2O_8$	:	Na_2CO_3
a)	1.6	:	1
b)	2.2	:	1
c)	1.25	:	1
d)	1.75	:	1

Questa variabilità di rapporti impedisce di ammettere nella cancrinite, come vorrebbero Vernadskij e Morozevicz, un composto di addizione $Na_2Al_2Si_2O_8 . A$. Bisognerebbe ritenere, piuttosto, che il carbonato formasse con i due silicati una soluzione solida, naturalmente in proporzioni incostanti. Certo questa ipotesi non ha nulla di impossibile, ma le idee di Clarke su ricordate danno, senza dubbio, un accordo molto migliore con il comportamento chimico della cancrinite.

Si è, così, condotti a supporre nella cancrinite l'esistenza di un silicato nel quale una valenza dell'alluminio è saturata dal gruppo monovalente ($NaCo_3$). Un semplice silicato di questo tipo è $Na_2(Al . NaCo_3)SiO_4$ che, raddoppiato per analogia con gli altri due silicati del gruppo nefelina, diviene: $Na_4(Al . NaCo_3)_2 . (SiO_4)_2$. La cancrinite può, così, considerarsi, a prescindere dall'acqua disciolta, come una soluzione solida di tre silicati, e la sua formula generale sarà [3]):

$$m Na_2Al_2Si_2O_8 . n Na_4(Al . NaCO_3)_2Si_2O_8 . p Na_2Al_2Si_3O_{10}$$

---

[1]) Così, per es., la nefelina del Monte Somma (« Masseria di Focone ») dà esattamente la formola $10\overset{I}{R}_2Al_2Si_2O_8 . \overset{I}{R}_2Al_2Si_3O_{10}$.

[2]) *Zur Kenntniss der Bildung und Umwandlung von Silicaten.* Zeitsch. d. d. geol. Ges. 1883, XXXV, 557.

[3]) Per semplicità non si indica il calcio che sostituisce una parte del sodio.

Nelle analisi surriferite si ha:

	m	n	p
XII e XIII (Rauff)	11	5	4
XVIII (Clarke A 1886)	9.25	2.75	0
Clarke e Steiger 1902	4.5	3	4
Zambonini	7.5	3	1

Catapleite

La formula bruta di questo minerale ($Na_2O . ZrO_2 . 3SiO_2 . 2H_2O$) fu esattamente stabilita già dalle antiche analisi di A. Sjögren, che furono confermate da quelle più recenti di Weibull, Cleve, Flink, ecc.

Sjögren [1]), Cleve [2]), Blomstrand [3]), Rammelsberg [4]), Brögger [5]) ecc. sono stati d'accordo nel ritenere che lo zirconio funzioni, nella catapleite, da catione: Groth non escluse, invece, la possibilità che questo elemento sia da considerare come sostituente il silicio.

Per quel che riguarda l'acqua, Sjögren, Rammelsberg ed altri furono di avviso che si trattasse di acqua di cristallizzazione, Brögger, al contrario, la ritenne di costituzione, e quest'ultima opinione fu generalmente accettata.

Queste divergenze di vedute sull'ufficio dell'acqua che per azione del calore si svolge dalla catapleite hanno condotto, naturalmente, ad interpretare in modo molto diverso la formula bruta del minerale. Così, secondo Sjögren, Cleve e Rammelsberg la catapleite sarebbe un metasilicato doppio con acqua di cristallizzazione: $(Na_2, Ca) SiO_3 . Zr (SiO_3)_2 . 2H_2O$, mentre Brögger, fondandosi su alcune sue esperienze sulla disidratazione del minerale e sul fatto che la catapleite alterandosi dà, almeno talvolta, zircone, stabilì come probabile la formula di costituzione $H_2 . Na_2 . [Zr(OH)_2] . [SiO_3]_3$, ovvero $H_2SiO_3 . Na_2SiO_3 . [Zr(OH)_2] . SiO_3$, mentre meno attendibile sarebbe l'altra formula $ZrSiO_4 . H_4SiO_4 . Na_2SiO_3$, secondo la quale la catapleite si comporrebbe di orto- e metasilicati.

Appunto come un composto di orto- e metasilicati fu considerata, invece, la catapleite da Flink, che dette la formula $Na_2SiO_3 . H_4Zr(SiO_4)_2$ [6]).

Vediamo, ora, quale base sperimentale abbiano tutte queste formule così differenti l'una dall'altra [7]).

---

[1]) *Om Katapleiitens kemiska sammansättning och konstitution.* Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. 1884, VII, 269.

[2]) *Encyclopedie chimique de* Frémy. *Zirconium.*

[3]) Bih. Vetensk. Akad. Handlingar Stockholm 1886, XII, II, N. 9, pg. 1.

[4]) *Ueber die chemische Natur des Eudialyts.* Sitzungsber. der k. preuss. Akad. der Wiss. Berlin 1886, 441.

[5]) *Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorw. Augit-und Nephelinsyenite.* Zeitschr. f. Kryst. 1890, XVI, 437.

[6]) *On the Minerals from Narsarsuk on the Firth of Tunugdliarfik in Southern Greenland.* Meddelelser om Grönland 1899, XXIV, 102.

[7]) Per brevità si tralasciano altre formule di costituzione, come quelle di Haushofer, Groth, ecc.

Che lo zirconio non sostituisca, nella catapleite, isomorficamente il silicio, è da ritenersi come sicuro, poichè in tutte le analisi esatte, come giustamente ha fatto notare Brögger, il rapporto $SiO_2 : ZrO_2$ è costante, fatto questo che esclude l'ipotesi di una miscela isomorfa.

Per quel che riguarda l'acqua del minerale, le esperienze eseguite per stabilirne la funzione sono ben poche. Weibull trovò che la maggior parte dell'acqua viene espulsa già a 260°, ma a circa 300° ne resta nel minerale sempre 3.37 %. Nelle sue ricerche Weibull adoperò la catapleite sodico-calcica norvegese.

Brögger studiò il comportamento della catapleite sodica, pure di Norvegia, col seguente risultato. La polvere seccata a circa 100° subì, tenuta lungo tempo fino a 220°, una perdita di peso di 1.66 %: con un ulteriore riscaldamento di un'ora a 270° circa la perdita di peso salì a 7.10 %. Il resto dell'acqua (2.16 %) richiese, per venire completamente scacciato, l'arroventamento alla soffieria. Quest'ultima porzione di acqua rappresenterebbe, secondo il Brögger, circa una molecola dell'acqua totale del minerale. Le esperienze ora ricordate mostrano anche, sempre secondo Brögger, che tutta l'acqua non è legata al minerale ugualmente.

Se si esaminano un momento i numeri dati da Brögger, si scorge subito che la conclusione a cui egli è giunto, che, cioè, una molecola d'acqua nella catapleite è legata meno fortemente dell'altra, riposa su un incomprensibile errore di calcolo. Infatti, poichè la formula $Na_2O . ZrO_2 . 3SiO_2 . 2H_2O$ richiede 8.97 % H_2O, è evidente che il 2.16 % che resta nel minerale riscaldato a 270°, corrisponde a $^1/_2$ molecola di acqua e non ad una molecola intiera.

La formula di Brögger e tutte le altre che ammettono una distinzione identica nella funzione dell'acqua sono, perciò, da ritenersi fondate unicamente su un errore di calcolo. Ed è veramente cosa che fa stupire, il pensare che nessuno si è finora accorto di un errore così evidente, che fa cadere, naturalmente, tutte le deduzioni di Brögger!

Ma non solo le conclusioni, bensì anche le esperienze del Brögger non possono servire per una utile discussione della costituzione della catapleite. Infatti, Brögger ha tenuto lungo tempo a 220° la polvere del minerale, sicchè si può ammettere che la pesata sia stata eseguita dopo raggiunto l'equilibrio, ma per quel che riguarda il riscaldamento a 270° durante un'ora, manca ogni prova che la perdita di peso osservata corrisponda effettivamente alla quantità totale d'acqua eliminabile a quella temperatura. Anzi, pensando alla relativa lentezza con la quale si raggiunge l'equilibrio nella disidratazione, per esempio delle zeoliti, alle temperature inferiori a 300°, è lecito il dubbio che nella esperienza del Brögger all'equilibrio non si sia arrivati. Le esperienze eseguite hanno dimostrato che questo dubbio non era affatto infondato.

Da quanto si è detto risulta chiara la necessità di nuovi studii sulla disidratazione della catapleite, per stabilire con certezza la funzione dell'acqua nel minerale.

Una prima serie di esperienze è stata da me eseguita sulla catapleite calcico-sodica di « Brevik », del colore bruno chiaro caratteristico, imperfettamente cristallizzata, ma del tutto inalterata, come è stato facile stabilire con l'esame microscopico. Dal campione che io ho avuto a mia disposizione fu abbastanza facile isolare del

materiale assai puro e fresco. La disidratazione a temperatura crescente in aria umida dette i risultati seguenti:

T	Acqua emessa
110°	0.22 %
175	0.70
218	1.80
270	3.83
290	6.19
325	7.17
375	7.90
420-425	8.33

L'acqua totale ammonta a 9.73 %.

Gli equilibri si raggiungono lentamente. Fra 110° e 220° si giunge al peso costante dopo un riscaldamento di circa 6 ore, ma per le disidratazioni eseguite a temperature più elevate occorrono perfino dieci ore di riscaldamento perchè la perdita non aumenti ulteriormente. Oltre 400° tre ore diventano sufficienti per ottenere il peso costante.

I risultati ottenuti mi stupirono non poco, perchè, contro ogni mia previsione, essi confortano l'antica opinione di A. Sjögren, Rammelsberg, ecc. che l'acqua della catapleite non è da considerarsi come di costituzione. Ho, perciò, ripetuto diverse volte le esperienze, controllando i singoli valori per le varie temperature, ottenendo sempre risultati concordanti, sicchè non può esservi il minimo dubbio sul modo col quale avviene la emissione dell'acqua nella catapleite sodico-calcica.

La curva di disidratazione costruita con i dati surriferiti (Fig. 1, Curva V) è una curva continua, senza « Knick », e non permette alcuna distinzione sull'acqua che si svolge alle diverse temperature. La catapleite sodico-calcica si comporta fino a disidrazione completa come la calamina fino a 500°, non contiene dunque, acqua di costituzione, ma acqua disciolta, poichè la forma della curva di disidratazione esclude anche che possa trattarsi di acqua di cristallizzazione.

È da notarsi che i miei risultati vanno d'accordo anche con le osservazioni di Weibull, secondo le quali la catapleite sodico-calcica riscaldata a circa 300° contiene sempre 3.37 % di acqua. La catapleite sodico-calcica pure di Brevig da me studiata e disidratata parzialmente a 290° conserva ancora 3.54 % H_2O.

Data l'importanza della conclusione alla quale conducono le esperienze eseguite, ho creduto necessario studiare anche la catapleite sodica, quasi priva di calcio, che è appunto quella nella quale Brögger aveva ottenuto i risultati dianzi riferiti. Grazie alla cortesia dei Professori Ussing e Bøggild in Copenaghen, ho potuto avere a mia disposizione tre grammi circa di cristalli purissimi, perfettamente freschi, trasparenti della catapleite sodica di Narsarsuk in Groenlandia. Mi sia permesso di rendere anche qui i miei più vivi ringraziamenti ai gentili Colleghi, che con tanta liberalità mi hanno donato un materiale così prezioso.

I cristalli di catapleite sodica di Narsarsuk che servirono alle esperienze di disidratazione appartenevano al Tipo I di Flink [1]) e di Böggild [2]), e corrispon-

[1]) loc. cit.

[2]) *Mineralogia groenlandica.* Kjöbenhavn 1905, pg. 488. *On some minerals from Narsarsuk at Julianehaab, Greenland.* Meddelelser om Grönland. 1906, XXXIII, 106.

devano perfettamente alle descrizioni datene da questi due studiosi. L'acqua totale in essi contenuta ammontava a 9.36 %, mentre la formula $Na_2O.ZrO_2.3SiO_2.2H_2O$ richiede 8.97 % H_2O. Col riscaldamento in corrente di aria umida quest'acqua viene svolta nel modo seguente:

T	Acqua emessa
130°	0.18 %
176	0.50
214	1.74
270	8.20

La catapleite sodica di Narsarsuk Tipo I perde, dunque, quasi tutta la sua acqua ad una temperatura molto più bassa di quella che richiede la catapleite sodico-calcica di Brevig, poichè mentre quest'ultima riscaldata a 270° contiene ancora quasi 6 % H_2O, la prima tenuta alla stessa temperatura, non conserva più che 1 % della sua acqua.

Anche nella catapleite sodica di Narsarsuk gli equilibri si raggiungono piuttosto lentamente, precisamente come accade nella varietà calcifera di Brevig.

La catapleite sodica che ha subito il riscaldamento a 270° è in grado di riprendere, tenuta in ambiente saturo di umidità, una parte dell'acqua perduta, come risulta dal seguente specchietto:

Dopo ore	La perdita di peso è ridotta a
24	6.67 %
48	6.60
144	6.49
264	6.37
306	6.43

Il riassorbimento dell'acqua, avviene, dunque, sul principio molto rapidamente, perchè si può dire che si compie quasi completamente nelle prime 24 ore (in seguito, infatti, è relativamente assai piccolo).

La disidratazione della catapleite sodica di Narsarsuk Tipo I avviene in modo abbastanza diverso da quello della catapleite sodico-calcica di Brevig ed anche la curva di disidratazione diversifica nei due minerali considerevolmente. Poichè nella catapleite sodica la maggior parte dell'acqua viene eliminata in un intervallo ristretto di temperatura, potrebbe sorgere il dubbio che in questo minerale l'acqua fosse da considerarsi come di costituzione. Una disamina accurata dei risultati delle esperienze su riferite dimostra, secondo me, che un simile dubbio è infondato. È vero che la maggior parte dell'acqua viene espulsa in un piccolo intervallo di temperatura, ma è da notare che quando comincia l'acceleramento rapido della disidratazione, il minerale ha già perduto almeno 1.74 % H_2O, ossia una parte considerevole della sua acqua che non si può considerare come accidentale e trascurabile, perchè allora nel minerale ne resterebbe una quantità notevolmente inferiore a quella richiesta dalla formula $Na_2O.ZrO_2.3SiO_2.2H_2O$. Nei minerali, invece, che, come la prehnite, il serpentino, la bowenite ecc., contengono una piccola parte della loro acqua disciolta od anche inclusa, mentre la quasi totalità appartiene alla loro costi-

tuzione, togliendo dall'acqua totale quella parte che si svolge con continuità man mano che s' innalza la temperatura alla quale avviene il riscaldamento, resta, al contrario di ciò che accade nella catapleite sodica, una quantità appunto rispondente sensibilmente a quella richiesta dalla rispettiva formula. Non è, dunque, possibile separare nella catapleite sodica l'acqua perduta fino a 200° da quella svolta a temperatura più elevata.

D'altra parte, è anche da ricordare che minerali nei quali l'acqua senza dubbio non è di costituzione, si comportano nella disidratazione come la catapleite sodica. Così, per esempio, la natrolite di Salesl della quale ci occuperemo in seguito, a 270° non subisce che una perdita di peso uguale a 1.57 %, mentre a 324° è completamente disidratata e la perdita di peso è salita a 9.41 %. In un intervallo di soli 27° la natrolite emette 7.84 % d'acqua, mentre la catapleite sodica tra 214° e 270° non ne svolge che 6.46 % e non resta del tutto disidratata, ma contiene sempre quasi 1 % d'acqua.

Che anche nella catapleite sodica, come nella varietà calcifera, l'acqua non sia da considerarsi come di costituzione risulta dal fatto che i cristalli di questo minerale possono venire disidratati, almeno in parte, senza perdere la loro trasparenza. Una tavoletta di catapleite sodica di Narsarsuk che presentava una struttura perfettamente corrispondente a quelle accuratamente descritte e figurate da Böggild, con qualche plaga quasi perfettamente uniassica, tenuta per sei ore a 215° non subì alcuna modificazione nella sua trasparenza: l'unico cambiamento avvenuto fu la formazione di alcune fessure.

La formula della catapleite sodica è, dunque, da scriversi:

$$Na_2ZrSi_3O_9 . 2H_2O$$

nella quale l'acqua si trova, rispetto al silicato anidro, nelle condizioni di una soluzione solida. Difficile e soltanto ipotetica è una ulteriore indagine sulla costituzione del silicato $Na_2ZrSi_3O_9$. Una semplice interpretazione consisterebbe nell' ammettere con Blomstrand, Sjögren, etc. che il zirconio funzioni da catione, ritenendo, così, il composto $Na_2ZrSi_3O_9$ risultante dall'unione molecolare dei due metasilicati Na_2SiO_3 e $Zr(SiO_3)_2$.

Io, però, sono di avviso che molto probabilmente lo zirconio fa parte dell'anione, nella catapleite, e non del catione. Lo zirconio, infatti, corrispondentemente alla sua posizione nel sistema periodico di Mendelejeff, è un debolissimo elemento elettropositivo. D'altra parte, appunto per essere un elemento il cui ossido (ZrO_2) si trova al limite tra acido e base, deve avere una grande tendenza alla formazione di ioni complessi, come è stato posto in luce già molti anni fa da Rosenheim per altri elementi. E le ricerche sperimentali degli ultimi anni, come quelle di Ruer [1], Rosenheim e Frank [2]) e sopratutto quelle assai estese e fondamentali di Mandl [3]), hanno perfettamente confermato questa previsione teorica, e ci hanno fatto cono-

[1]) *Ueber das Verhalten einiger Zirkonsalze und die Konstitution des neutralen Zirkonsulfats.* Zeitsch. f. anorg. Chemie 1904, XLII, 87. Ruer e Levin: *Zur Kenntnis der Zirkonschwefelsäuren.* Ibidem 1905, XLVI, 449.

[2]) *Ueber Salze des Zirkoniums.* Berichte d. d. chem. Gesellsch. 1906, XXXVIII, 812; 1907, XL, 803.

[3]) *Ueber komplexe Zirkonverbindungen.* Zeitsch. f. anorg. Chemie 1903, XXXVII, 252.

scere tutta una serie di composti complessi dello zirconio, dotati di « complessità » maggiore o minore, e nei quali appunto lo zirconio fa parte di anioni complessi.

In base a queste nostre conoscenze delle proprietà dello zirconio, io ritengo che il composto $Na_2ZrSi_3O_9$ sia da considerarsi con grande verosimiglianza come il sale sodico di un acido complesso $H_2(ZrSi_3O_9)$. Nella catapleite sodico-calcica al sale sodico si mescola il sale di calcio dello stesso acido.

Stokesite

Questo rarissimo minerale, scoperto alcuni anni fa da A. Hutchinson [1]), ha la formula bruta $H_4CaSnSi_3O_{11}$, perfettamente analoga a quella della catapleite, con la quale, però, come notò Groth [2]), non presenta relazioni cristallografiche. Secondo Hutchinson, tutta l'acqua della stokesite sarebbe di costituzione e la formula bruta di questo minerale potrebbe essere interpretata o come la combinazione di un diortosilicato acido con un ortosilicato $H_4CaSi_2O_7 . SnSiO_4$, ovvero come il sale di calcio di un acido tetrasilicico $H_4Ca(Si, Sn)_4O_{11}$. Quest'ultima ipotesi sarebbe, secondo Hutchinson, la più verosimile.

Se noi esaminiamo i risultati che Hutchinson ha ottenuto nella disidratazione della stokesite, giungiamo a conclusioni molto diverse. Egli, infatti, ha trovato che a 100° la perdita di peso è nulla, a 220° ammonta a 1.9 % e sale a 6 % a 350°. In base a questi dati, per quanto scarsi, si scorge subito la grande analogia col comportamento della catapleite calcico-sodica. Anche nella stokesite sembra aversi una eliminazione continua di acqua, e negli equilibrii raggiunti alle due temperature surricordate l'acqua che rimane nel minerale non è affatto una frazione semplice di quella totale. È da ritenersi, quindi, che la stokesite non contenga acqua di costituzione. La sua formula sarebbe, perciò, da scriversi $CaSnSi_3O_9 . 2H_2O$, e, per ragioni analoghe a quelle esposte a proposito della catapleite, da considerarsi come il sale di calcio di un acido complesso stannisilicico.

Elpidite

Questo interessante minerale di Narsarsuk fu scoperto e descritto nel 1894 da G. Lindström [3]), il quale per la composizione quantitativa trovò:

SiO_2	59.44
ZrO_2	20.48
FeO	0.14
CaO	0.17
Na_2O	10.41
K_2O	0.13
H_2O (sotto 100°)	3.89
H_2O (sopra 100°)	5.72
Cl	0.15
CuO, TiO_2	tr.
	100.53

[1]) *Ueber Stockesit, ein neues Zinnmineral von Cornwall.* Zeitsch. f. Kryst. 1901, XXXIV, 345.

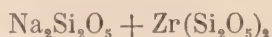
[2]) *Tableau systématique des minéraux* 1904, pg. 161.

[3]) *Mineralanalyser.* Geol. Fören. Förhandl. Stockholm 1894, XVI, 330.

Lindström calcolò la formula $Na_2O.ZrO_2.3H_2O.6SiO_2$.

Benchè l'acqua della elpidite sia in gran parte eliminabile già alla temperatura di 100°, pure è stata considerata quasi da tutti come acqua di costituzione. Così, poco dopo la pubblicazione del lavoro di Lindström, il Clarke [1]) riteneva che l'elpidite fosse un minerale affine, in certo modo, alla catapleite, assegnando all'elpidite la formula $Zr(Si_3O_8)_2(OH)_2Na_2H_4$ ed alla catapleite, come si è già detto quando si è trattato di questo minerale, l'altra $Zr(Si_3O_8)(OH)_3Na_3$.

Flink [2]) invece, ritenne che l'acqua fosse in buona parte da ritenersi come secondaria: nel caso che dovesse considerarsi tutta a questo modo, al minerale originario sarebbe da ascriversi la composizione espressa dalla formula

$$Na_2Si_2O_5 + Zr(Si_2O_5)_2$$

Groth [3]) ha ammesso che tutta l'acqua riscontrata da Lindström nella sua analisi fosse di costituzione ed ha scritto la formula della elpidite $H_6Na_2ZrSi_6O_{18}$. Groth ha anche notato che lo zirconio si può considerare sia come sostituente il silicio, sia come catione. In quest'ultima ipotesi l'elpidite sarebbe un metasilicato acido, ma Groth non mancava, giustamente, di osservare che in ogni caso la elpidite si avvicina alla catapleite più che a qualunque altro metasilicato.

A me è sembrato sempre poco probabile che l'elpidite, che per il suo aspetto, per il trovarsi spesso ad incrostare altri minerali ecc. si rivela come di formazione più recente e secondaria, e che perde la sua acqua in parte considerevole già a 100° fosse da porsi tra quei silicati che contengono soltanto acqua di costituzione. Grazie alla cortesia dei Professori Ussing e Böggild ho potuto disporre di una quantità abbastanza considerevole di elpidite di Narsarsuk e risolvere la questione dell'ufficio dell'acqua nel minerale.

I campioni da me studiati corrispondevano esattamente alle descrizioni della elpidite date da Lindström, Flink, Böggild ecc.: per le esperienze di disidratazione fu impiegata soltanto la varietà bianca, più pura.

L'acqua totale contenuta nel minerale secco all'aria ammontava a 9.80 %, valore che corrisponde bene a quello trovato da Lindström.

La quantità di acqua contenuta nella elpidite dipende in modo sensibile dalla tensione del vapor d'acqua dell'ambiente. Sull'acido solforico concentrato di densità 1.835 l'elpidite perde una parte non trascurabile della sua acqua, come risulta dalla seguente tabella:

Dopo ore	Acqua emessa
1	0.41 %
5	0.60
46	0.94
94	1.02
166	0.97

[1]) *The constitution of the silicates.* Bulletin of the U. S. Geological Survey N. 125, pg. 76 e 105.

[2]) *On the Minerals from Narsarsuk on the Firth of Tunugdliarfik in Southern Greenland.* Meddelelser om Grönland 1899, XXIV, 146 e seguenti.

[3]) *Tableau systématique des minéraux.* Genève 1904, 161.

L'equilibrio si raggiunge, dunque, rapidamente. Da taluno potrebbe forse avanzarsi il dubbio che l'acqua eliminata sull'acido solforico concentrato sia da considerarsi come igroscopica. Contro una tale supposizione sta, però, il fatto, che la velocità con la quale quest'acqua sfugge dal minerale non è costante, come dovrebbe accadere se si trattasse di acqua commista, ma varia con continuità. Se l'elpidite che è stata sull'acido solforico si mette in ambiente saturo di umidità, riacquista rapidamente una quantità di acqua maggiore di quella perduta. Infatti, dopo nove ore di permanenza sull'acqua sotto una campana si ha un eccesso, sul peso primitivo, del 0.72 %. In seguito, viene assorbita ancora dell'acqua, per quanto con grande lentezza, come risulta dal seguente riassunto:

Dopo ore	L' eccesso sul peso primitivo è
9	0.72 %
24	0.80
96	0.90
167	1.07
265	1.00

Per la disidratazione in corrente di aria umida a temperatura crescente si ebbero i seguenti risultati:

T	Acqua emessa
65°	0.86 %
115	4.03
175	6.60
205	7.99
250	8.88
262	9.17

Il minerale, quindi, alla temperatura di 262° è già quasi completamente disidratato, non contenendo più che 0.63 % d'acqua, quantità che viene emessa lentamente man mano che s' innalza la temperatura, come di solito accade in quasi tutti i silicati idrati, nei quali appunto, come già più volte si è accennato, le ultime piccole porzioni dell' acqua vengono eliminate solo con difficoltà ed a temperatura elevata.

Fino a temperatura non troppo alta, la trasparenza delle laminette di elpidite non è influenzata dalla uscita dell'acqua. Questo fatto e la forma continua e regolarissima della curva di disidratazione costruita con i dati surriferiti (Fig. 1, Curva II) dimostrano che tutta l'acqua della elpidite è da considerarsi alla stessa stregua e che non può essere ritenuta come acqua di costituzione, e nemmeno come acqua di cristallizzazione, poichè il comportamento della elpidite è del tutto diverso da quello degli idrati. Anche l'elpidite è, quindi, da collocarsi tra quei silicati che contengono acqua disciolta.

La formula della elpidite è, perciò, da scriversi:

$$Na_2ZrSi_6O_{15} \cdot 3\,H_2O$$

sottintendendo, però, che la quantità di acqua contenuta nel minerale dipendendo,

anche alla temperatura ordinaria, in modo non trascurabile dalla tensione del vapor d'acqua dell' ambiente nel quale si trova il minerale stesso, solo approssimativamente corrisponde a tre molecole.

L' elpidite riscaldata a 115° e tenuta in ambiente saturo di umidità è in grado di riprendere una parte considerevole dell' acqua emessa, come si scorge dalla tabella seguente:

Dopo ore	La perdita è ridotta a	Acqua ripresa
15	2.46 %	1.57 %
39	2.23	1.80
87	2.02	2.01
231	2.06	1.97

L'equilibrio si raggiunge, dunque, abbastanza rapidamente. La ripresa dell'acqua è nelle prime ore molto rapida, poi va progressivamente diminuendo, All'equilibrio, il minerale contiene 7.74 - 7.78 % H_2O, ossia una quantità di acqua corrispondente presso a poco a 2 ½ molecole.

Se il riscaldamento è avvenuto a 250°, la ripresa dell' acqua procede nel modo seguente:

Dopo ore	La perdita è ridotta a
16	7.28 %
70	7.14
135	6.70
183	6.58
303	6.39
375	6.19
447	6.11
573	6.15

Si giunge, così, ad un composto avente quasi esattamente la formula $Na_2ZrSi_6O_{15} . 2H_2O$.

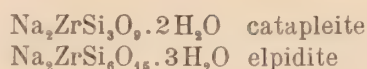
Anche arroventata per ¾ d' ora su una grossa lampada Mecker, l' elpidite è in grado di riprendere una parte, per quanto molto piccola, dell' acqua emessa:

Dopo ore	La perdita è ridotta a
24	9.28 %
74	9.19
506	8.85
730	8.56
1034	8.56

Come si vede, la quantità di acqua contenuta nel minerale dopo raggiunto l'equilibrio nell'aria umida è tanto più piccola, quanto più è stata elevata la temperatura alla quale era stato eseguito il riscaldamento.

La dimostrazione raggiunta che la elpidite non contiene acqua di costituzione aumenta considerevolmente le somiglianze innegabili che esistono tra questo minerale e la catapleite, e che già hanno richiamato l' attenzione di Clarke, Groth, ecc.

Ambedue i minerali contengono, secondo ogni probabilità, acqua disciolta, e possiedono le formule rispettive

$Na_2ZrSi_3O_9 . 2H_2O$ catapleite
$Na_2ZrSi_6O_{15} . 3H_2O$ elpidite

Anche nella elpidite non può supporsi che Zr sostituisca isomorficamente Si, perchè l'analisi di Lindström dà il rapporto $SiO_2 : ZrO_2 = 5,9 : 1$, estremamente vicino a quello 6:1 richiesto dalla formula surriferita secondo proporzioni fisse. Per le ragioni già esposte quando ho parlato della catapleite, ritengo pure improbabile che lo zirconio funzioni, nella elpidite, da « base », e mi appare assai più verosimile che questo minerale sia da considerarsi come il sale sodico di un acido zirconsilicico $H_2ZrSi_6O_{15}$, come la catapleite è il sale sodico dell'acido $H_2ZrSi_3O_9$. Naturalmente, nello stato attuale delle nostre conoscenze sarebbe del tutto arbitrario assegnare una formula di struttura all' acido dal quale, secondo me, deriva la elpidite.

Da notarsi è, ancora che l'elpidite presenta delle somiglianze cristallografiche non trascurabili con la catapleite, come risulta dalla seguente tabella:

Elpidite [1]		Catapleite [2]	
(010):(110) =	62°58′	(100):(110) =	60°3′
(001):(011)	44 22		
(001):(102)	43 48	(001):(101)	38 5

L'elpidite è, del resto, spiccatamente ipoesagonale, come risulta dal confronto degli angoli osservati nella zona [001] di questo minerale con quelli che si hanno nei cristalli esagonali nella zona prismatica.

Elpidite		Sistema esagonale	
(010):(110) =	62°58′	$(10\bar{1}0):(01\bar{1}0)$ =	60°0′
(100):(110)	27 2	$(10\bar{1}0):(11\bar{2}0)$	30 0
(110):(120)	18 32	$(10\bar{1}0):(21\bar{3}0)$	19 6 1/2

Flink nel lavoro già ricordato ha ammesso la possibilità che l'elpidite sia un prodotto di trasformazione di un minerale anidro $Na_2Si_2O_5 + Zr(Si_2O_5)_2$ che avrebbe assunto acqua secondariamente. Il Flink si basa sopratutto sul fatto che la elpidite raramente è fresca e sovente si mostra alterata, e, poichè nota che difficilmente Lindström poteva avere a sua disposizione del materiale inalterato, sembra che voglia ascrivere, almeno in parte, l'elevato tenore in acqua trovato dal chimico svedese allo stato di decomposizione del minerale.

Il materiale da me adoperato era assai fresco: si componeva di gruppi di cristalli ben formati nella zona [001], rotti alle estremità, di colore bianco di smalto, senza quello splendore setaceo debole che è caratteristico, secondo Flink, della

[1]) Secondo Flink.

[2]) Secondo Brögger: *Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge* ecc. Zeitsch. f. Kryst. 1890, XVI, 434.

varietà asbestiforme, analizzata da Lindström, che è, sempre secondo Flink, più o meno alterata. Al microscopio, anche frammenti non molto sottili diventavano trasparenti, presentavano nella azione sulla luce polarizzata ed estinzione parallela rispetto all'asse [001]. Non potei scorgere traccia sensibile di inomogeneità. Il materiale da me adoperato era, dunque, omogeneo e ben caratterizzato ed è impossibile considerarlo come un minerale alterato: ciò non ostante, io ho trovato per l'acqua un valore perfettamente concordante con quello dato da Lindström, anzi, perfino alquanto superiore. In un altro campione, pure di cristalli bianco smalto, diverso da quello adoperato per le esperienze sopra riferite, ho determinato l'acqua totale ed ho trovato 9.65 %, valore in buon accordo con quello di Lindström e con l'altro da me ottenuto precedentemente.

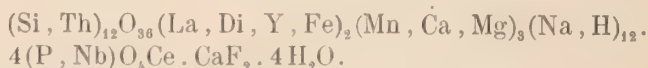
L'elpidite è, perciò, da considerarsi come un minerale ben distinto con circa tre molecole d'acqua alla temperatura ordinaria, ed è impossibile ritenerla come un silicato anidro decomposto. Se si trovasse un minerale $Na_2ZrSi_6O_{15}$ o anidro o con minor quantità di acqua di quella contenuta nella elpidite, dovrebbe ritenersi come un minerale ben differente dall'elpidite stessa.

Steenstrupina

Allo scopritore del minerale, Lorenzen [1]), è dovuta anche la prima analisi della steenstrupina: egli trovò una notevole quantità di acqua: 7.28 %. Il materiale di Kangerdluarsuk accumulatosi nel Museo di Copenaghen dopo la morte del Lorenzen, permise a J. C. Moberg [2]) di studiare accuratamente la steenstrupina specialmente dal punto di vista cristallografico e di riunire una sufficiente quantità di sostanza per nuove analisi, che furono eseguite dal Blomstrand. L'illustre chimico di Lund analizzò sia dei cristalli, sia del materiale compatto: in quest'ultimo trovò acqua in quantità molto maggiore (10.30 e 12.73 %) che nei cristalli (7.58 %).

Nè Lorenzen, nè Blomstrand, nè Moberg cercarono di dedurre delle formule dalle analisi e fu cosa saggia, perchè, come giustamente osservò il Moberg, anche le analisi di Blomstrand, quantunque molto più esatte di quella di Lorenzen (Blomstrand scoprì nella steenstrupina il fosforo ed il berillio) hanno dato risultati molto oscillanti e sono state eseguite su materiale in via di alterazione.

Boeggild [3]) ha trovato nei minerali raccolti da Flink [4]) nella parte settentrionale del fjord di Tunugdliarfik e più particolarmente a Tutop Agdlerkofia della steenstrupina, da lui accuratamente descritta, che costituisce la forma meno alterata finora nota di questo minerale. Dall'analisi di questo tipo di steenstrupina eseguita da Chr. Christensen, Boeggild calcolò la formula

$$(Si, Th)_{12}O_{36}(La, Di, Y, Fe)_2(Mn, \dot{C}a, Mg)_3(Na, H)_{12}.$$
$$4(P, Nb)O_4Ce . CaF_2 . 4H_2O.$$

[1]) *Undersögelse af nogle Mineralier i Sodalith-Syeniten fra Julianehaabs Distrikt.* Meddelelser om Grönland 1881, II, 73.

[2]) *Zur Kenntniss des Steenstrupins.* Zeitsch. f. Kryst. 1898, XXIX, 386.

[3]) *New examinations of Steenstrupite.* Meddelelser om Grönland 1901, XXIV, 203.

[4]) *Berättelse om en mineralogisk Resa i Syd-Grönland sommaren 1897.* Ibidem 1898, XIV, 257, 258.

Sull'ufficio dell'acqua nella steenstrupina si sa ben poco. Secondo Moberg, la varietà compatta di Kangerdluarsuk che contiene 13.39 % H_2O, ne perde, a 100-110°, 4.64 %: il resto soltanto con l'arroventamento. Sembrerebbe, quindi, che una parte dell'acqua sia di costituzione, come ha ritenuto il Boeggild nella sua formula: solo delle ricerche sulla disidratazione del minerale possono, per altro, decidere la questione.

Una prima serie di esperienze è stata da me eseguita sulla steenstrupina di Kangerdluarsuk, della quale ho avuto a mia disposizione un bel cristallo corrispondente perfettamente al tipo descritto da Moberg (Tipo I di Boeggild), di colore bruno scurissimo, con vivo splendore piceo sulla frattura fresca.

La steenstrupina tipo I perde una quantità abbastanza considerevole di acqua sull'acido solforico concentrato di densità 1.835, come risulta dalla seguente tabella:

Dopo ore	Acqua emessa
1	0.21 %
8	0.51
30	0.69
72	0.83
145	0.97
222	0.95

Posta in ambiente saturo di umidità, la steenstrupina così disidratata riassorbe l'acqua eliminata molto rapidamente. Già dopo un'ora la perdita di peso è ridotta a 0.28 %, dopo 24 ore si ha un eccesso sul peso primitivo uguale a 0.05 %, che sale, in capo a 72 ore, a 0.08 %.

A temperatura crescente, in corrente di aria umida, la disidratazione procede nel modo seguente:

T	Acqua emessa
115°	1.55 %
140	1.61
212	2.74
245	3.03
315	3.03
440	4.22

L'acqua totale ammonta a 6.24 %.

Fino alla temperatura di 315° non si osserva alcuna modificazione nel colore della polvere della steenstrupina, che è il bruno cuoio chiaro; a temperatura più elevata va imbrunendo, ed al rosso la polvere diventa di colore castagno chiaro.

Come si vede dai dati surriferiti, tra 245° e 315° la steenstrupina studiata non emette acqua, e se a ciò si aggiunge il fatto che fino a questa temperatura non si ha cambiamento nel colore del minerale, sarebbe da concludersi che l'acqua emessa al disopra di 315° è da considerarsi come di costituzione. Io stesso sono stato per qualche tempo persuaso che così realmente si dovesse fare, ma i risultati ot-

tenuti nello studio della cordierite mi fecero cambiare avviso. Quanto, infatti, si è osservato nella cordierite di Bamle che, ad onta del conservato pleocroismo ed aspetto fresco, è, pure, indubbiamente, in via di alterazione, accade anche nel tipo I della steenstrupina, che è considerevolmente alterato. Per quest' ultimo minerale si deve, quindi, accettare la stessa conclusione alla quale si è giunti per la cordierite: se una parte dell'acqua sembra essere di costituzione, non è, però, da ritenersi come primitiva.

Ma la steenstrupina originaria è assolutamente anidra o contiene una parte, sia pure piccola, di idrogeno? La presenza del fluoro constatata da Chr. Christensen nella steenstrupina meno alterata finora trovata, renderebbe appunto probabile la presenza di gruppi OH nel minerale che, come è noto, il fluoro è in grado di sostituire in molti composti.

Per tentar di risolvere la questione mi rivolsi di nuovo alla cortesia dei Professori Ussing e Boeggild di Copenaghen, i quali, con gentilezza veramente rara, posero a mia disposizione una quantità sufficiente di campioni di sienite sodalitica contenenti parecchi cristalli di steenstrupina, appartenenti ai tipi II e III di Boeggild. Io cercai sopratutto di isolare questi ultimi. L'aspetto della steenstrupina tipo III è quello di un minerale ben fresco ed inalterato: le facce dei cristalli sono vivamente splendenti, ed i caratteri microscopici confermano pienamente quanto lascia supporre già il semplice aspetto esterno. Io, del resto, non ho nulla da aggiungere, su questo punto, a quanto così bene ha scritto il Boeggild.

La polvere del tipo III è di colore assai più chiaro di quella del tipo I.

Anche la steenstrupina tipo III perde sull'acido solforico concentrato una quantità non trascurabile d'acqua abbastanza rapidamente:

Dopo ore	Acqua emessa
1	0.20 %
3	0.25
19	0.34
91	0.54
139	0.52

Posta in ambiente saturo di umidità riacquista l'acqua perduta, ed ancora, in più, 0.20 %.

In corrente di aria umida, a temperatura crescente, la perdita di peso procede nel modo seguente:

T	Acqua emessa
120°	0.66 %
195	1.03
270	1.23
340	1.45
405	1.63
455	1.86

L'acqua totale ammonta a 3.20 %, valore questo abbastanza concordante con quello ottenuto da Christensen: 3.45 %.

Questi risultati dimostrano che la disidratazione procede in modo continuo e che l'acqua contenuta nella steenstrupina tipo III non può essere considerata come di costituzione. Il tipo meno alterato di steenstrupina si comporta, rispetto a quello più trasformato, precisamente come la cordierite di Orijärvi rispetto a quella di Bamle, assai meno fresca. È molto probabile, dati questi fatti, che la steenstrupina originariamente sia anidra: si dovrebbero qui ripetere in proposito argomenti analoghi a quelli già addotti quando si è parlato della cordierite. Non si può, peraltro, escludere con completa certezza che la steenstrupina del tutto inalterata (finora sconosciuta) non contenga nemmeno una piccola quantità di acqua di costituzione. Noi abbiamo visto che le ortiti che hanno assunto acqua e si sono più o meno alterate, non contengono più, verosimilmente, acqua di costituzione, quantunque, almeno per ciò che ci è noto, l'ortite originariamente ne abbia. Potrebbe, perciò, accadere altrettanto nella steenstrupina, benchè, a dire il vero, quanto si è in essa osservato induca con maggiore probabilità a credere che in questo caso primitivamente il minerale sia stato anidro.

Delle diverse analisi note della steenstrupina soltanto due possono servire per indagare la natura chimica di questo minerale. Esse sono quella che Blomstrand ha eseguito sui cristalli del tipo I di Kangerdluarsuk, e quella di Christensen. Quest'ultima merita maggior considerazione, essendo stata eseguita su materiale più fresco. Nel calcolare questa analisi, la prima questione che sorge è quella dell'ufficio del fluoro nel minerale. Questo elemento è presente in quantità piccola (1.24 %), e Boeggild ha ritenuto che si trovi allo stato di CaF_2. Molto più probabile è, secondo me, che il fluoro sostituisca una parte dell'ossigeno legato o al silicio o al fosforo (e niobio), tanto più che recentemente K. Daniel [1]) ha potuto dimostrare che l'ossigeno del biossido di silicio può essere parzialmente sostituito dal fluoro, in modo da ottenere un composto di sostituzione non volatile avente probabilmente la formula $SiOF_2$. Per i fosfati, poi, si avevano già da lungo tempo degli esempi di sostituzione del fluoro all'ossigeno legato al fosforo, e negli ultimi anni Weinland [2]) ed i suoi allievi hanno fornito nuovi esempi interessantissimi di fosfati, arseniati, ecc. nei quali al posto di un atomo di ossigeno se ne trovano due di fluoro [3]).

I dati analitici di Christensen permettono di stabilire con un certo grado di probabilità che il fluoro è legato al fosforo ed al niobio. Si hanno, infatti, i rapporti molecolari

$$P_2O_5 + Nb_2O_5 : F = 0,074 : 0,065$$

---

[1]) *Ueber die quantitative Bestimmung des Fluors in den Fluoriden.* Zeitsch. f. anorganische Chemie 1904, XXXVIII, 257.

[2]) *Ueber die Vertretbarkeit von Sauerstoff, bezw. Hydroxylgruppen durch Fluor in den Alcalisalzen einiger Metalloïd-und Metallsäuren.* — Habilitationsschrift München 1899. Inoltre parecchi lavori nella Zeitsch. f. anorg. Chemie.

[3]) Molto interessante è il fatto che Brögger, molti anni prima dei lavori di Daniel e di Weinland ha ammesso che nei metazirconati che probabilmente fanno parte della wöhlerite, della rosenbuschite, della laavenite ecc. un atomo di ossigeno sia sostituito da due di fluoro. (Brögger: *Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge etc.* Zeitsch. f. Kryst. 1890, XVI.

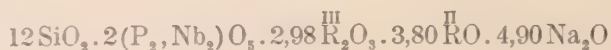
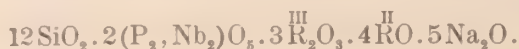
ossia, sensibilmente, 1 : 1. È difficile che questa coincidenza rappresenti un puro caso [1]).

Il torio è stato considerato da Boeggild come sostituente il silicio. Certo, questa ipotesi non ha nulla di inaccettabile, ma in silicati complessi come la steenstrupina è molto più probabile che il torio sostituisca i metalli del gruppo del cerio. In favore di quest'altra opinione sta il fatto che Wyrouboff [2]) ha potuto ottenere dei cristalli misti di silicotungtato di torio e di silicotungstato di cerio.

La formula bruta che si deduce dall'analisi di Christensen è la seguente (trascurando l'acqua):

$$12\,SiO_2 . 2(P_2, Nb_2)O_5 . 2{,}98\,\overset{III}{R}_2O_3 . 3{,}80\,\overset{II}{R}O . 4{,}90\,Na_2O$$

ossia

$$12\,SiO_2 . 2(P_2, Nb_2)O_5 . 3\,\overset{III}{R}_2O_3 . 4\,\overset{II}{R}O . 5\,Na_2O.$$

Già Brögger [3]) ha fatto risaltare le grandi analogie che passano fra la steenstrupina ed i minerali del gruppo melanocerite. Moberg sostenne più esatto il riferimento della steenstrupina alla eudialite, ma i calcoli istituiti da Boeggild sulla analisi di Christensen sono stati favorevoli alle idee di Brögger, perchè hanno accertato che la steenstrupina è un metasilicato come i minerali del gruppo melanocerite e la cappelenite.

La formula bruta da me dedotta dai dati di Christensen, e che è più probabile di quella di Boeggild, può essere facilmente messa sotto forma di un meta-

---

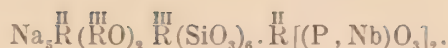
[1]) Riporto qui per comodità del lettore che potrà così controllare facilmente i calcoli che si faranno, i rapporti molecolari che si deducono dalle analisi di Blomstrand e di Christensen.

	Blomstrand	Christensen
SiO_2	0.440	0.442
Nb_2O_5	0.005	0.016
P_2O_5	0.041	0.058
ThO_2	0.011	0.008
Ce_2O_3	0.044	
La_2O_3, Di_2O_3	0.048	0.090
Y_2O_3	—	0.002
Fe_2O_3	0.028	0.010
Mn_2O_3	0.012	—
MnO	0.033	0.093
$Al_2O_3 . BeO$	0.083	—
CaO	0.072	0.041
PbO	0.022	—
MgO	—	0.007
Na_2O	0.138	0.181
K_2O	0.005	—
F	—	0.065

[2]) *Nouvelles recherches sur les silicotungstates.* Bulletin de la societé franç. de Minéralogie 1905.

[3]) *Die Mineralien der südnorwegischen Granit-Pegmatitgänge.* I. Videnskabs-Selskabets Skrifter. Math.-Natur. Klasse Kristiania 1906, No. 6.

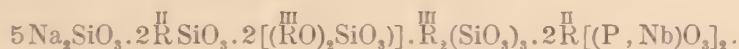
composto. Si ha, infatti:

$$Na_2\overset{II}{R}(\overset{III}{R}O)_2\overset{III}{R}(SiO_3)_6.\overset{II}{R}[(P,Nb)O_3]_2.$$

La seconda parte della formula, tenendo conto del fluoro che sostituisce una parte dell'ossigeno, può scriversi $\overset{II}{R}(P,Nb)_2O_5F_2$.

La steenstrupina deve, per altro, più che come un composto a formula definita considerarsi come una soluzione solida di metacomposti

$$Na_2SiO_3, \overset{II}{R}SiO_3, (\overset{III}{R}O)_2SiO_3, \overset{III}{R}_2(SiO_3)_3, \overset{II}{R}(PO_3)_2, \overset{II}{R}(NbO_3)_2,$$

concetto questo accennato recentemente da Brögger. Nella steenstrupina di Tutop Agdlerkofia si ha

$$5Na_2SiO_3.2\overset{II}{R}SiO_3.2[(\overset{III}{R}O)_2SiO_3)].\overset{III}{R}_2(SiO_3)_3.2\overset{II}{R}[(P,Nb)O_3]_2.$$

Nel tipo I di Kangerdluarsuk si hanno pure molti degli stessi composti, ma nelle proporzioni seguenti (secondo l'analisi di Blomstrand):

$$3Na_2SiO_3.3\overset{II}{R}SiO_3.3[(\overset{III}{R}O)_2SiO_3].\overset{II}{R}[(P,Nb)O_3]_2.$$

Epistolite

Nel 1900 O. B. Boeggild [1]) descrisse sotto il nome di epistolite un nuovo minerale delle sieniti nefeliniche della Groenlandia meridionale. L'analisi, eseguita da Chr. Christensen, dette i seguenti risultati:

SiO_2	Nb_2O_5	TiO_2	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	H_2O	F	Somma
27.59	33.56	7.22	0.20	0.30	0.77	0.13	17.59	11.01	1.98	100.35

Dell'acqua totale 1.75 % sfugge già al disotto di 100°, e fu considerata come probabilmente igroscopica: come formula approssimativa della epistolite fu data la seguente: $19SiO_2.4TiO_2.5Nb_2O_5.(Ca,Mg,Fe,Mn)O.10Na_2O.21H_2O.4NaF$. La composizione della epistolite è tanto complicata dalla presenza contemporanea del silicio, del titanio e del niobio, che, senza dubbio, la sua costituzione chimica resterà almeno per parecchio tempo dubbiosa: un primo passo per la risoluzione del problema si può trovare, però, nello studio dello stato nel quale si trova l'acqua nel minerale.

Grazie alla squisita cortesia dei Professori N. V. Ussing e O. B. Boeggild, ai quali son lieto di porgere anche qui i miei più vivi ringraziamenti, ho potuto disporre di una quantità sufficiente di epistolite di Tutop Agdlerkofia, nella parte settentrionale del fjord di Tunugdliarfik. L'epistolite da me studiata si componeva di sottili tavole a splendore argentino, fragili, corrispondenti esattamente alla descrizione di Boeggild.

La quantità di acqua contenuta nella epistolite varia, anche alla temperatura

---

[1]) *On some Minerals from the Nephelite-Syenite at Julianehaab, Greenland ecc. Epistolite a new mineral.* Meddelelser om Grönland 1900, XXIV, 183.

ordinaria, in modo abbastanza considerevole a seconda della tensione del vapor di acqua nell'ambiente nel quale si trova. Sull'acido solforico di densità 1.835 a 22° viene eliminata acqua nel modo seguente:

Dopo ore	Acqua emessa
1	0.66 %
5	1.17
22	1.57
55	1.83
95	1.95
143	1.83

Come si vede, l'acqua viene eliminata con velocità variabile continuamente, ma l'equilibrio viene raggiunto abbastanza presto. Se l'epistolite così disidratata viene messa in ambiente saturo di umidità, riacquista non soltanto l'acqua emessa, ma una quantità maggiore.

Dopo ore	la differenza dal peso primitivo è
4	+ 0.47 %
29	+ 0.74
125	+ 0.74 .

Anche in questo caso si giunge molto rapidamente all'equilibrio.

A temperatura crescente, in corrente di aria umida, le perdite di peso osservate sono le seguenti:

T	Acqua emessa
65°	1.23 %
120	2.90
170	6.35
195	7.16
240	7.92
310	8.86
345	9.10
400	9.47

L'acqua totale ammonta a 10.52 %, valore ben concordante con quello ottenuto da Chr. Christensen.

I risultati ottenuti nella disidratazione in corrente di aria umida stabiliscono con certezza che l'acqua della epistolite non appartiene alla costituzione del minerale. La curva di disidratazione è del tutto continua (Fig. 1, Curva III) e non presenta alcun « Knick » deciso. Come si scorge sia dalla curva, sia dai valori numerici surriferiti, fino alla temperatura di circa 170° si elimina acqua in quantità molto più considerevole che a temperatura più alta. Sarebbe, però, un errore il considerare l'acqua più facilmente eliminabile come esistente nel minerale in uno stato diverso da quello della restante: se si esaminano accuratamente i dati numerici, chiaro risulta che la velocità con la quale l'acqua viene emessa non subisce modificazioni brusche, ma va, invece, diminuendo con continuità. D'altra parte, la quantità di acqua emessa a 120° e a 170° non presenta e non può presentare alcuna relazione semplice con l'acqua totale,

perchè dipende in modo assai sensibile dalla concentrazione della fase gassosa. In corrente di aria disseccata, a 130° si ha, infatti, una perdita di peso uguale a 6.18 %, presso a poco uguale a quella che in aria umida si ha a 170°.

L'epistolite riscaldata a 130° in aria secca riacquista in poche ore una parte considerevole dell'acqua eliminata, se si pone in aria satura di umidità:

Dopo ore	La perdita di peso è ridotta a
14	2.98 %
86	2.76
206	2.68
326	2.68

Se il riscaldamento è avvenuto a 390° (perdita di peso 9.40 %) in aria umida, si ha pure ripresa parziale dell'acqua emessa:

Dopo ore	La perdita di peso è ridotta a
16	8.41 %
89	8.26
401	7.90
720	7.84
929	7.82

La quantità di acqua ripresa diminuisce man mano che s'innalza la temperatura di riscaldamento.

L'aver stabilito che l'acqua della epistolite non è di costituzione può servire a semplificare la formula bruta del minerale. Ammettendo, cosa, del resto, che si fa sempre, che le piccole quantità di ferro, manganese, calcio e magnesio sostituiscano il sodio, dall'analisi di Chr. Christensen seguono i rapporti:

$$SiO_2 : Nb_2O_5 : TiO_2 : Na_2O = 0{,}457 : 0{,}125 : 0{,}090 : 0{,}307 \ .$$

Si ha, perciò, con grandissima approssimazione, la formula

$$10\,SiO_2 . 3\,Nb_2O_5 . 2\,TiO_2 . 7\,Na_2O + \text{circa}\ 7\,H_2O \ ,$$

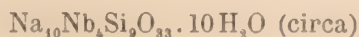
nella quale una piccola parte dell'ossigeno è sostituita dal fluoro.

Una interpretazione di questa formula è estremamente difficile, poichè nulla sappiamo sulla funzione del titanio e del niobio nella epistolite. Molto semplicemente la formula in questione si può scrivere così:

$$Na_7Ti(NbO)_3(SiO_4)_5 . 3{,}5\,H_2O$$

che ha il vantaggio di porre in vista tutti i costituenti importanti del minerale.

Un'ipotesi molto verosimile è che il titanio sostituisca il silicio, come accade anche in altri silicati pure contenenti niobio. Allora la formula bruta del minerale diventa assai semplice, cioè:

$$Na_{10}Nb_4Si_9O_{33} . 10\,H_2O \ \text{(circa)}$$

e l'epistolite verrebbe a rappresentare il sale sodico di un acido complesso niobico-silicico (e niobico-titanico).

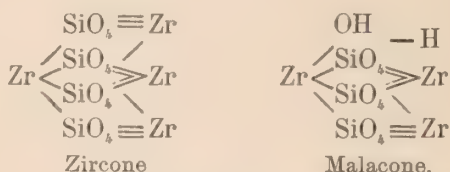
Malacone

Nel 1844 Th. Scheerer [1]) descriveva sotto il nome di malacone un minerale di Hitteröe cristallizzante in forme vicinissime a quelle dello zircone, dal quale, però, si differenziava per la durezza ed il peso specifico minori. La composizione chimica corrispondeva alla formula $3ZrSiO_4 + H_2O$. Secondo Scheerer, il malacone potrebbe considerarsi come un zircone idrato, che per arroventamento, dopo perduta la sua acqua, si trasforma in zircone ordinario. Più probabile, però, gli sembrò un'altra ipotesi, secondo la quale la differenza tra zircone e malacone sarebbe dovuta al fatto che nei due minerali il biossido di zirconio si troverebbe in due diversi stati isomerici: il 3.03 % d'acqua contenuto nel malacone non sarebbe essenziale.

Qualche anno dopo, Damour [2]) pubblicava l'analisi del malacone di Chanteloube ed in seguito Hermann [3]) quella di un minerale analogo dei monti Ilmen.

Le tre analisi di Scheerer, Damour e Hermann concordano assai bene tra loro, e Des Cloizeaux [4]) ritenne il malacone « un zircon plus profondément altéré que le peridot ne l'est dans la Villarsite, et il est remarquable de voir que cette altération produit dans toutes les localités un état d'hydratation a peu près costant ». Lo descrisse, però, come un minerale a sè, con composizione chimica ben definita $3ZrSiO_4 + H_2O$. Tuttavia, il malacone fu quasi da tutti considerato come un zircone alterato e, quindi, come un minerale non ben definito. Clarke [5]) fu di avviso, invece, che il malacone rappresenti il primo stadio di idratazione del zircone, col quale avrebbe le relazioni risultanti dalle formule

$$\begin{array}{ccc} & SiO_4 \equiv Zr & \\ & / SiO_4 / & \\ Zr < & & > Zr \\ & \backslash SiO_4 \backslash & \\ & SiO_4 \equiv Zr & \end{array} \qquad \begin{array}{ccc} & OH \; - H & \\ & / SiO_4 & \\ Zr < & & > Zr \\ & \backslash SiO_4 \backslash & \\ & SiO_4 \equiv Zr & \end{array}$$

Zircone — Malacone.

Il malacone di Hitteröe ha acquistato grande interesse scientifico negli ultimi anni, perchè si è trovato l'argon tra i gas che da esso si svolgono nel riscaldamento, ed è stato di nuovo analizzato molto recentemente da E. St. Kitchin e W. G. Winterson [6]), i quali ottennero valori conducenti alla formula $3ZrO_2 . 2SiO_2$: la quantità di acqua da loro determinata nel minerale è 1.84 %. Però, A. Ch. Cumming [7]) ha dimostrato che la formula del minerale è effettivamente, a prescindere dall'acqua, $ZrSiO_4$ e che l'analisi di Kitchin e Winterson deve essere inesatta.

Queste ultime ricerche hanno accertato che la quantità di acqua contenuta nel malacone anche di una stessa località è variabile e la formula di Scheerer, accet-

---

1) *Polykras und Malakon, zwei neue Mineralspecies.* Pogg. Ann. 1844, LXII, 429.

2) Ann. Chim. et Phys. 1848, XXIV, 87.

3) *Vorkommen des Malakons bei Miask im Ilmengebirge.* Journal für prakt. Chemie 1851, LIII, 32.

4) *Manuel de Minéralogie* 1862, I, 157.

5) *The constitution of the silicates.* Bull. of the U. S. Geolog. Survey N. 125, pg. 75.

6) Chemisches Zentralbl. 1907, I, 291.

7) Chemisches Zentralbl. 1908, I, 1736.

tata da Des Cloizeaux, non può, quindi, rispondere che a casi speciali. Poichè tutte le analisi del malacone portano alla formula $ZrSiO_4$ più una certa quantità di acqua, per stabilire la natura vera del minerale è necessario accertare quale ufficio esercita l'acqua stessa. Esperienze sulla disidratazione del malacone mancano del tutto, e quindi qualunque ipotesi è finora lecita.

Io ho studiato la disidratazione del malacone di Hitteröe, del quale ho avuto a mia disposizione diversi grammi di materiale apparentemente assai puro, di colore bruno rossastro chiaro. Una parte del minerale aveva splendore vitreo, un po' resinoso abbastanza pronunciato, l'altra, invece, era del tutto matta. Io non ho adoperato che la sostanza splendente. Esaminata al microscopio in sezione sottile, si presenta come un minerale quasi incoloro con chiazze rossastre: all'infuori di queste non si osservano altre impurezze, almeno in quantità sensibili. La birifrazione è energica: disgraziatamente, non ho potuto ottenere sezioni adatte per l'esame in luce convergente.

Il malacone di Hitteröe studiato lascia sfuggire la sua acqua nel modo seguente:

T	Acqua emessa
115°	0.31 %
200	1.48
270	3.06
325	4.10
395	5.29
465	6.14

L'acqua totale ammonta a 7.83 %.

La curva di disidratazione del malacone di Hitteröe è continua (Fig. 1, Curva VI) e dimostra che l'acqua contenuta in questo minerale non è di costituzione, ma è da considerarsi, invece, come disciolta. La formula del minerale è, perciò, da scriversi $ZrSiO_4 . nH_2O$ e quella proposta da Clarke è da respingersi, poichè si fonda sulla ipotesi, non confermata dalle esperienze, che il malacone contenga acqua di costituzione.

Al malacone deve essere riunita la cirtolite, che, secondo le analisi eseguite sulle varietà di Rockport e di Rosendal presso Björkboda in Finlandia, pure corrisponde in modo soddisfacente alla formula $ZrSiO_4 . nH_2O$. Dello stesso avviso si è dimostrato già due anni fa G. P. Černik [1]) il quale ha appunto riunito al malacone le cirtoliti su ricordate ed un'altra varietà trovata non lontano da Mukden in Manciuria, da lui accuratamente studiata e che ha una composizione esprimibile esattamente con la formula $ZrSiO_4 . H_2O$, nella quale una piccola parte dello zirconio è sostituita dal ferro, dall'ittrio e dal calcio.

Nelle diverse analisi di malaconi finora eseguite sono state riscontrate le seguenti quantità di acqua:

Hitteröe (Scheerer)	3.03 %
» (Zambonini)	7.83
Vilate presso Chanteloube (Damour)	3.19

[1]) *Rezultaty izsledovanija chimičeskago sostava parizita u sovmestno s nim najdennago malakona.* Verhandl. der russ. kais. miner. Gesellsch. zu St. Petersbourg 1906 (2), XLIV, 507.

Monti Ilmen (Hermann)	4.00 %
Rockport Mass. (Knowinson)	4.55-4.58
Rosendal (Finlandia) (Nordenskjöld)	9.53
Manciuria (Černik)	9.07

Come si vede, si hanno dei valori variabili, e soltanto i malaconi di Rosendal e di Manciuria contengono la quantità di acqua (8.96 %) richiesta dalla formula $ZrSiO_4.H_2O$: tutti gli altri ne hanno meno. È, per altro, molto verosimile che le analisi che han dato soltanto 3-4 % circa H_2O sieno state eseguite su miscele di zircone indecomposto e di malacone. In sostegno di questa ipotesi sta il fatto che nel malacone di Hitteröe Scheerer non ha trovato che 3.03 % H_2O, io, invece, in campioni cristallini, omogenei, 7.83 %.

Secondo me, il malacone deve essere considerato come un minerale ben definito (proveniente dalla idratazione del zircone), nettamente cristallino, come risulta dal fatto che i campioni nei quali io ho potuto accertare l'esistenza di una notevole quantità di acqua agiscono fortemente ed in modo del tutto regolare sulla luce polarizzata. È vero che, talvolta, il malacone presenta meno acqua di quella richiesta dalla formula semplice $ZrSiO_4.H_2O$, ma altrettanto accade in minerali benissimo cristallizzati e da tutti considerati come perfettamente definiti. D'altra parte, poichè l'acqua si trova nel malacone allo stato di soluzione solida, è abbastanza naturale che la sua quantità sia variabile, perchè se uno dei componenti è solubile nel minerale che si forma, evidentemente la legge delle proporzioni definite non potrà essere soddisfatta. La formula del malacone è, perciò, da scriversi

$ZrSiO_4.nH_2O$ (n generalmente prossimo a 1).

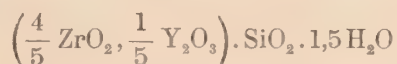
È qui il caso di dire qualche parola sulla anderbergite di C. W. Blomstrand [1]. Nel 1876 A. E. Nordenskjöld [2]) considerò come affine alla cirtolite un minerale di Ytterby, osservato in cristalli tetragonali. Blomstrand, analizzando altri campioni della stessa località, trovò una composizione praticamente identica a quella stabilita da Nordenskjöld. Data la costanza di composizione del minerale, Blomstrand fu di avviso che dovesse costituire una nuova specie (per la quale propose il nome di anderbergite), rispondente alla formula $R_3Y_2Zr_9(SiO_4)_{12} + 18H_2O$ (R = Ca, Fe, Na_2). H. Bäckström [3]) eseguì uno studio microscopico dell'anderbergite, dal quale risultò che il minerale è abbastanza omogeneo e fresco, ma completamente amorfo. Bäckström concluse: « Da die Krystallform dem quadratischen Systeme angehört, kann der Anderbergit also kein ursprüngliches Mineral sein, sondern ist eine Pseudomorphose ». L'opinione di Bäckström fu universalmente accettata, e l'anderbergite considerata da tutti come un prodotto mal definito di alterazione dello zircone. A me questo modo di vedere non sembra affatto accettabile. Nessuno nega che l'anderbergite si trovi pseudomorfa dello zircone e che da questo minerale provenga, ma ciò non basta, secondo me, per stabilire che non si tratta di una specie ben definita. Anche la limonite ed il serpentino, per non ricor-

---

[1]) *Om s. k. Cyrtolit fraan Ytterby.* Bih. Vetensk. Akad. Handl. Stockholm 1886, XII, II. N. 10.
[2]) *Mineralogiska bidrag.* Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. 1876, III, 229.
[3]) Zeitsch. f. Kryst. XV, 83.

dare altri innumerevoli esempi, si trovano molto spesso pseudomorfi di altri minerali dall'alterazione dei quali essi provengono: pure, tutti li considerano come minerali ben caratterizzati. Le stesse ricerche di Bäckström, che han dimostrato essere l'anderbergite abbastanza omogenea ed inalterata dovrebbero, mi pare, condurre al risultato che si tratta di un minerale indipendente. È vero che si comporta al microscopio polarizzante come una sostanza amorfa, ma questo carattere dell'anderbergite è facilmente spiegabile col fatto che essa contiene quantità considerevoli di ittrio. Brögger, come è noto, ha appunto osservato che, generalmente, i minerali contenenti terre rare subiscono quella trasformazione speciale, che egli ha chiamato metamictica, e che li cambia in sostanze amorfe.

Ammesso che l'anderbergite costituisca un minerale definito, è facile osservare che non è altro che un malacone nel quale una parte dello zirconio è sostituita dall'ittrio principalmente, e poi da calcio, ferro e sodio. Dall'analisi di Blomstrand (riportata sotto I), segue, riunendo i tre ultimi elementi ora citati nell'ittrio, la formula

$$\left(\frac{4}{5}\,ZrO_2\,,\frac{1}{5}\,Y_2O_3\right).SiO_2\,.1{,}5\,H_2O$$

la quale richiede i valori riferiti sotto il numero II

	I	II
SiO_2	26.93	26.18
ZrO_2	41.17	42.51
Y_2O_3	10.93	19.59
Ce_2O_3	tr.	—
FeO	1.51	—
CaO	5.85	—
MgO	tr.	—
CuO	0.17	—
Na_2O	0.89	—
H_2O	12.55	11.72
	100.00	100.00

L'accordo è più che soddisfacente, e si potrebbe, del resto, renderlo anche più completo, introducendo nel calcolo il calcio ed aumentando alquanto la proporzione dell'acqua. Tra il malacone tipico $ZrSiO_4.nH_2O$, contenente soltanto quantità assai piccole di altri elementi oltre quelli risultanti dalla formula, e l'anderbergite esistono parecchi passaggi, come mostra la tabella delle analisi note dei « malaconi » pubblicata da Černik.

L'alvite descritta da Nordenskiöld [1]) ed analizzata da G. Lindström è probabile che rappresenti il composto di berillio corrispondente all'anderbergite. A vero dire, dall'analisi di Lindström non si ottiene, in base ai calcoli ordinarii, la formula $ZrSiO_4\,.\,nH_2O$, ma è da notare che negli ultimi anni il Tanatar [2]) ha cer-

[1]) *Mineralogiska bidrag.* Geol. Fören. i Stockh. Förhandl. 1887, IX, 28.

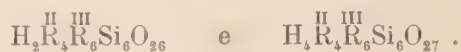
[2]) Chemisches Zentralblatt 1904, I, 1192; 1908, I, 102 e 1523 (in parte in collaborazione con Kurovski.

cato di dimostrare l'esistenza di un berillio tetravalente, di peso atomico 18.2, i composti del quale presenterebbero una grande somiglianza con i corrispondenti dello zirconio. Accettando le idee di Tanatar, l'analisi di Lindström si avvicinerebbe molto alla formula $(Zr,\overset{IV}{Be})SiO_4 . nH_2O$

Ortite

Come conclusione delle sue accuratissime ricerche, N. Engström [1]) trovò che molte ortiti hanno una composizione variabilissima che conduce a formule assai differenti l'una dall'altra. Queste ortiti sono, in genere, relativamente ricche in acqua e devono, perciò, essere considerate come prodotti di alterazione molto avanzata.

Le ortiti con una minore percentuale di acqua e più pure presentano una composizione chimica rispondente ad una delle due formule

$$H_2\overset{II}{R}_4\overset{III}{R}_6Si_6O_{26} \quad e \quad H_4\overset{II}{R}_4\overset{III}{R}_6Si_6O_{27} .$$

La prima di queste formule è quella dell'epidoto e dà ragione della grandissima somiglianza morfologica che passa tra l'ortite e l'epidoto. La seconda formula si differenzia dalla prima per contenere una molecola di acqua in più, e sorge così l'interessante quesito già posto da Hintze: si tratta di un gruppo di ortiti distinto da quelle che seguono la formula $H_2\overset{II}{R}_4\overset{III}{R}_6Si_6O_{26}$, ovvero il diverso stato di idratazione dipende soltanto da alterazione non molto progredita?

La quistione, almeno che io sappia, non è stata ancora risolta, benchè non appaia di difficile soluzione. Le ortiti per le quali vale la formula generale del gruppo epidoto non emettono affatto acqua alle temperature non molto elevate: soltanto ad alta temperatura è possibile disidratarle. Si comportano, cioè, precisamente come l'epidoto, dimodochè senza alcun dubbio l'acqua in esse contenuta è da considerarsi come acqua di costituzione. Vediamo, ora, quale è, invece, il comportamento delle ortiti più ricche in acqua.

Le esperienze di disidratazione furono eseguite su dei frammenti di grossi cristalli mal formati, provenienti da Arendal. Superficialmente, erano ad essi aderenti numerose laminette di muscovite, ma nell'interno erano del tutto omogenei, di colore nero, con vivo splendore piuttosto grasso. Il colore della polvere era il grigio cinereo scuro, tendente un po' all'azzurrastro. L'acqua totale ammontava a 5.75 %.

La polvere di questa ortite tenuta sull'acido solforico di densità 1.835 perde pochissima acqua, come risulta dal seguente specchietto:

dopo ore	perdita di peso
3	0.09 %
25	0.16
97	0.22

[1]) *Undersökning af nogra mineral, som innehaalla sällsynta jordarter.* In. Diss. Upsala 1877.

Col riscaldamento in corrente di aria umida si ebbero i risultati seguenti:

T	Perdita di peso
120°	0.36 %
210	1.27
265	1.68
305	1.95
348-350	2.18
400	2.55
445	3.07

(Fig. 1, Curva VIII).

Almeno una parte assai considerevole dell'acqua dell'ortite studiata non appartiene alla costituzione del minerale, e si trova, invece, nel minerale stesso allo stato di soluzione solida, come chiaramente risulta dai numeri surriferiti e dalla curva di disidratazione che con essi si costruisce. Non è, del resto, improbabile che *tutta* l'acqua dell'ortite esaminata si trovi or mai allo stato di soluzione solida, poichè l'andamento della curva di disidratazione non permette una distinzione in acqua di costituzione ed in acqua accessoria. Ed è anche naturale che così sia, perchè l'ortite esaminata è amorfa e nelle sostanze amorfe appunto l'acqua si trova o in soluzione solida o assorbita, come Tammann per il primo decisamente affermò.

Le esperienze eseguite dimostrano che non esistono minerali del gruppo ortite con due molecole di acqua di costituzione: tutte quelle ortiti che contengono più acqua di quella richiesta dalla formula $H_2\overset{II}{R}_4\overset{III}{R}_6Si_6O_{25}$ sono da considerare come prodotti di alterazione più o meno avanzata.

Sepiolite

Questo minerale, sopratutto per opera di Vernadskij e di alcuni suoi allievi, è divenuto il punto di partenza d'importanti speculazioni teoriche: è, perciò, necessario indagarne bene la costituzione, finora poco chiara, perchè gli studiosi che si sono occupati del problema non sono giunti tutti alle stesse conclusioni.

Mentre le diverse analisi conducono per il rapporto $MgO : SiO_2$ sempre allo stesso risultato, altrettanto non accade per quel che si riferisce all'acqua del minerale. Infatti, a seconda che la sepiolite prima di esser sottoposta all'analisi è stata tenuta o no sull'acido solforico ovvero disidratata parzialmente oppure no a 100° si ottengono per l'acqua valori fortemente diversi. Lychnell [1]), al quale sono dovute le prime ricerche esatte sulla composizione della sepiolite, ritenne come acqua igroscopica quella emessa sull'acido solforico: Döbereiner [2]), invece, non molti anni dopo, fu di opposto parere e considerò come effettivamente appartenente alla costituzione della sepiolite tutta l'acqua contenuta nel minerale secco all'aria. Questo diverso modo di vedere è continuato fino ai giorni nostri, e si è esplicato nelle due formule ben diverse proposte nelle due ipotesi:

$$H_4Mg_2Si_3O_{10} \quad e \quad H_8Mg_2Si_3O_{12}.$$

---

[1]) Cfr. Hintze: *Handbuch der Mineralogie* II, 813.

[2]) Journal für prakt. Chemie 1839, XVII, 157.

La formula più comunemente adottata è la prima, che si volle veder confermata anche dalle ricerche di A. N. Chester [1]) sulla sepiolite fibrosa dell'Utah, secondo le quali la metà dell'acqua verrebbe eliminata già al disotto di 100° (e sarebbe da considerarsi come igroscopica), mentre il resto non viene allontanato, *completamente*, altro che al rosso vivo. Esattamente agli stessi risultati condusse, più recentemente, uno studio eseguito da Fr. Kovář [2]) sulla sepiolite, pure distintamente cristallina con struttura fibroso-raggiata, di Tempelstein.

Ricerche più complete sullo stato dell'acqua nella sepiolite furono eseguite da Weinschenk [3]), il quale trovò che il minerale di Eskishehir nell'Asia minore svolge molta acqua già al disotto di 100°, senza che, per altro, sopravvenga alcun cambiamento nelle proprietà ottiche: altrettanto accade a 300°. Al rosso vivo viene espulsa una quantità considerevole di acqua ed il minerale allora diviene amorfo. In 48 ore nel vuoto su acido solforico la perdita di peso è = 14.35 % e non varia riscaldando due volte per sei ore la polvere così disseccata a 110° nella stufa ad aria. A 210° la perdita di peso aumenta soltanto di 0.88 %: innalzando la temperatura a 300° non si ha ulteriore variazione di peso. Nel minerale disseccato a 210° il Weinschenk constatò l'esistenza di una quantità di acqua uguale, in due esperimenti, a 12.00 % e 12.10 %. Da queste determinazioni, il Weinschenk trasse la conclusione che l'acqua eliminata sotto 300° è da considerarsi come legata al minerale solo fisicamente e, perciò, come non appartenente alla sepiolite, alla quale spetterebbe la formula $H_4Mg_2Si_3O_{10}$, che richiede 12.10 % H_2O, appunto la quantità di acqua trovata nel minerale scaldato a 210°. Il Weinschenk scoprì anche un fatto assai interessante: la proprietà, cioè, che ha la sepiolite di assorbire diverse sostanze coloranti.

Sembrava, così, definita la questione della natura chimica della sepiolite, quando Vernadskij [4]) espose l'opinione che due sepioliti vanno distinte: una, α, $Mg_2H_8Si_3O_{12}$, ed un'altra, β, $Mg_2H_4Si_3O_{10}$. Le sepioliti corrispondenti alla prima formula darebbero con gli acidi silice gelatinosa: le altre, invece, non gelatinizzerebbero.

Recentemente, la Sig.^a D. Fogy [5]) si è pure occupata della sepiolite, ed ha eseguito, nel minerale dell'Asia Minore, alcune esperienze sulla uscita dell'acqua. La Sig.^a Fogy tenne la sepiolite per un giorno sul cloruro di calcio, poi per due giorni sull'acido solforico, quindi a 100° e poi a 200°. I risultati ottenuti furono i seguenti:

	Acqua emessa
sul cloruro di calcio	5.14 %
sull'acido solforico	6.53
a 100°	0.19
a 200°	0.52
al rosso	9.30
alla soffieria	0.16

---

[1]) *On a fibrous variety of Sepiolite from Utah.* Amer. Journal. of Sc. 1877, XIII, 296.

[2]) Recensione nella Zeitch. für Kryst. 1904, XXXIX, 400.

[3]) *Meerschaum von Eskisheir in Kleinansien.* Zeitsch. f. Kryst. 1897, XXVII, 574.

[4]) *Zur Theorie der Silikate.* Zeitsch. f. Kryst. 1901, XXXIV, 46.

[5]) *Serpentin, Meerschaum und Gymnit.* Sitzungsber. der. k. Akad. der Wissenschaften in Wien 1906, CXV, I Abt. 1085.

L'acqua totale ammonta, perciò, a 21.84 %. La Sig.ª Fogy considerò l'acqua emessa fino a 100° come igroscopica e dette la composizione

SiO_2	59.46 %
MgO	27.49
H_2O	11.33
CO_2	1.72 (per differenza)
	100.00

in buon accordo con la formula $Si_3O_{10}Mg_2H_4$. Io, però, non riesco a capire come mai per il minerale seccato a 100° la Sig.ª Fogy dia un contenuto in acqua=11.33 %, quando dalle sue stesse esperienze su citate risulta che nella sepiolite da lei studiata e disseccata a 100° non resta che 9.98 % H_2O, ossia una quantità molto minore di quella richiesta dalla formula accettata dalla Sig.ª Fogy (12.10 %).

In quest'anno A. Fersmann [1]) ha chiamato Parasepiolite quelle varietà di sepiolite rispondenti alla formula $H_4Mg_2Si_3O_{12}$, a distinta struttura fibrosa, cristallina, e che perdono a 100° la metà della loro acqua. Secondo Fersmann la parasepiolite è probabilmente identica alla α-sepiolite di Vernadskij.

Per le mie ricerche, io ho adoperato della sepiolite purissima dell'Asia minore, perfettamente bianca e che, trattata con acido cloridrico, svolgeva appena tracce minime di anidride carbonica. Due determinazioni dell'acqua totale contenuta nel minerale secco all'aria dettero 26.46 e 26.52 %, ossia, in media 26.49 %, mentre nella sepiolite pure dell'Asia minore studiata da Weinschenk l'acqua totale era in quantità un po' maggiore (27.28 %): notevolmente minore, invece, (21.84 %), in quella che ha servito alle esperienze della Sig.ª Fogy. Devo, per altro, osservare subito, che tutti questi valori non rappresentano altro che delle semplici casualità, perchè, come vedremo fra breve, sulla quantità di acqua contenuta nella sepiolite dell'Asia minore influiscono assai fortemente la temperatura e lo stato igrometrico dell'ambiente.

Si è visto che uno dei caratteri distintivi della α- e della β-sepiolite è il gelatinizzare o meno con gli acidi. Effettivamente, si hanno nella letteratura dati molto discordanti in proposito, che permetterebbero di credere all'esistenza di sepioliti che gelatinizzano con gli acidi e di altre che danno, invece, silice più o meno polverulenta. Ma studiando un po' accuratamente la questione, ci si accorge subito che la differenza di comportamento è stata notata da diversi autori anche per le sepioliti di una stessa località, con composizione poco diversa. Così, per non ricordare che lavori recenti, mentre Weinschenk dice che la sepiolite dell'Asia Minore viene facilmente decomposta dall'acido cloridrico con separazione di silice gelatinosa, D. Fogy riferisce di aver ottenuto, invece, con acido cloridrico diluito non una gelatina ma « un acido » molto finemente fioccoso. Fondato appare, quindi, il dubbio che l'aspetto gelatinoso o meno della silice che si separa dalla sepiolite dipenda non da differenze costituzionali nei diversi campioni del minerale, ma, al contrario, semplicemente dalle condizioni dell'esperienza. Questa supposizione è stata piena-

[1]) *Ueber die Palygorskitgruppe.* Bulletin de l'Acad. Imp. des Sciences de St. Pétersbourg 1908, pg. 255.

mente confermata dai fatti. Io ho trovato che, trattando a freddo la polvere della sepiolite dell'Asia Minore con acido cloridrico molto concentrato, si ottiene rapidamente una bellissima gelatina. Se si adopera, invece, sempre a freddo, acido cloridrico assai diluito, la decomposizione del minerale procede pure abbastanza rapidamente, ma si ottiene, però, della silice finemente fioccosa, e, qualche volta, addirittura della silice fioccosa più leggera e dell'altra quasi polverosa, più pesante, che si raccoglie con maggior rapidità dell'altra sul fondo del tubo da saggio nel quale si fa l'operazione. Se lo stesso acido cloridrico diluito si fa agire all'ebullizione sulla sepiolite, si ottiene una bella gelatina, identica a quella prodottasi per azione a freddo dell'acido cloridrico molto concentrato. Resta, così, dimostrato che dall'aspetto della silice ottenuta non può farsi alcuna deduzione sulla costituzione della sepiolite.

Il contenuto in acqua della sepiolite dell'Asia Minore non può essere che variabilissimo, poichè anche alla temperatura ordinaria lo stato igrometrico dell'ambiente nel quale si trova il minerale influisce enormemente sul suo tenore in acqua. Io ho trovato che sull'acido solforico di densità 1.835 si ha una rapida eliminazione di una parte molto considerevole dell'acqua esistente nel minerale secco all'aria.

Dopo ore	Acqua emessa
1	1.48 %
2	2.71
3	3.83
6	6.77
24	14.30
48	17.24
72	18.18
96	18.46
144	18.49
215	18.89
313	18.84

A questo punto, si è ritenuto raggiunto l'equilibrio. Messa in ambiente saturo di umidità, la sepiolite così disidratata riacquistò rapidamente non soltanto l'acqua perduta ma anche una quantità assai notevole in più, come risulta dalle cifre seguenti:

Dopo ore	Differenze dal peso primitivo del minerale secco all'aria
2	— 12.21 %
22	+ 5.85
47	+ 8.98
72	+ 9.81
96	+ 10.33
150	+ 11.02
215	+ 11.49
264	+ 11.26

Se si rappresentasse graficamente l'eliminazione dell'acqua da parte della sepiolite tenuta sull'acido solforico concentrato, si vedrebbe senz'altro, cosa che, del resto, risulta chiara anche dalla semplice ispezione dei dati numerici surriferiti, che

la velocità di disidratazione non è costante, ma diminuisce, invece, molto rapidamente. Ciò dimostra che l'acqua sfuggita in queste condizioni non può essere affatto considerata come meccanicamente commista e trascurabile.

L'equilibrio si raggiunge abbastanza lentamente, ed è, quindi, possibile che nelle loro esperienze nè Weinschenk, nè la Sig.ª Fogy lo abbiano raggiunto.

Anche nella ripresa dell'acqua eliminata si osserva che la velocità di riidratazione diminuisce rapidamente e continuamente. La velocità di assorbimento è molto maggiore di quella di disidratazione: infatti, in sole due ore il minerale disseccato sull'acido solforico concentrato assorbe 6.63 % d'acqua, mentre per eliminarne una quantità uguale ne aveva impiegato sei.

Le variazioni di peso osservate tenendo la sepiolite sull'acido solforico concentrato e sull'acqua dimostrano il grave errore che si compie seccando, prima dell'analisi, il minerale sull'acido solforico, perchè, così operando, si ha un punto di partenza completamente arbitrario. A seconda, infatti, della concentrazione dell'acido solforico si avranno per la composizione della sepiolite valori variabilissimi, compresi tra le formule $Mg_2Si_3O_8 . 1,2 H_2O$ (H_2O calc. 7.62 % trovata 7.60 %) corrispondente alla sepiolite disseccata su acido solforico di densità 1.835, e $Mg_2Si_3O_8 . 8,9 H_2O$ (H_2O calc. 37.98 %, trovata 37.98 %) della sepiolite rimasta in ambiente saturo di umidità. E si deve aggiungere che anche queste formule sono puramente casuali: dipendono, cioè, dal fatto che le relative esperienze sono state eseguite ad una temperatura di circa 22°: ad altra temperatura si sarebbe giunti, senza dubbio, a formule diverse. E nuove formule differenti si sarebbero pure ottenute se, invece dell'acido solforico concentrato, si fosse adoperato un altro disidratante.

Questi risultati dimostrano senza possibilità di replica che, almeno per le sepioliti dell'Asia Minore a struttura apparentemente compatta, non solo è del tutto errata la formula $H_8Mg_2Si_3O_{12}$, ma anche l'altra, che sembrava avere per merito di Weinschenk una solida base nei fatti, $H_4Mg_2Si_3O_{10}$. Si è, infatti, visto che se si raggiunge l'equilibrio, la sepiolite dell'Asia Minore alla temperatura ordinaria si disidrata tanto da contenere poco più di una sola molecola d'acqua per una di $Mg_2Si_3O_8$.

Resta ad esaminarsi se la molecola d'acqua circa che resta nella sepiolite disseccata sull'acido solforico concentrato può considerarsi come di costituzione. Eseguii, perciò, per risolvere il problema, delle ricerche sulla disidratazione a temperatura crescente. In corrente di aria umida ebbi, adoperando della sepiolite secca all'aria, i seguenti risultati:

T	Acqua emessa
120°	18.69 %
165	19.21
200	19.33
270	19.80
280	19.92
340	20.92
400	21.74
475	21.96

Ciascuna determinazione fu eseguita su una porzione speciale di sostanza.

Come si vede, la quantità di acqua eliminata a 120° corrisponde abbastanza bene a quella tolta al minerale dall'acido solforico concentrato alla temperatura ordinaria (circa 22°). Questa coincidenza è, però, puramente fortuita: eseguendo, infatti,

il riscaldamento in corrente di aria secca e determinando direttamente la quantità di acqua rimasta nel minerale, l'acqua emessa a 120° è 19.85 %.

Riscaldata al disopra di 120°, la sepiolite dell'Asia Minore continua a perdere acqua con molta lentezza sì (a giudicare dai numeri surriferiti), ma anche con continuità, e non si ha alcun intervallo di temperatura caratterizzato da una pausa nell'eliminazione dell'acqua. Un tale comportamento esclude nel modo il più sicuro che l'acqua che sfugge dal minerale al disopra di 120° sia da considerarsi come appartenente alla costituzione della sepiolite, poichè a nessuna temperatura, o solo per puro caso, si ha un rapporto semplice fra l'acqua ed il silicato $Mg_2Si_3O_8$, che sia d'accordo con la legge delle proporzioni multiple. Ma vi è di più: le perdite di peso direttamente osservate e riportate più sopra sono più piccole della quantità di acqua effettivamente sfuggita dal minerale, perchè la sepiolite parzialmente disidratata a temperature superiori a 120° assorbe, durante il raffreddamento, quantità molto considerevoli d'aria [1]). Per accorgersi di questo fatto basta riscaldare per tre ore della sepiolite, per esempio a 330°, far raffreddare il crogiolo in un essicatore e poi gettare la sepiolite nell'acqua: si scorge subito lo sviluppo di abbondanti bollicine d'aria. La quantità di aria assorbita durante il raffreddamento nell'essicatore va, almeno nei limiti delle mie esperienze, aumentando man mano che la temperatura alla quale si esegue la disidratazione s'innalza.

I fatti osservati spiegano come il Weinschenk abbia trovato che fra 200° e 300° la sepiolite dell'Asia Minore non perde acqua: l'assorbimento dell'aria ha, nelle sue esperienze, compensato la perdita di peso prodotta dalla eliminazione di una parte dell'acqua del minerale.

La sepiolite parzialmente disidratata ha la facoltà di riassorbire, qualora venga tenuta in ambiente saturo di umidità, non solo tutta l'acqua svolta, ma anche dell'altra. Per la differenza dal peso primitivo dopo 15 ore di esposizione all'aria umida io ho trovato:

+ 1.74 %	nella	sepiolite	riscaldata a	120°
+ 2.28	»	»	»	165
+ 1.99	»	»	»	200
+ 1.38	»	»	»	280
+ 0.41	»	»	»	340
— 1.99	»	»	»	400
— 1.75	»	»	»	475

Come si vede, queste differenze sono poco regolari.

La sepiolite arroventata per un'ora e mezzo su una grande lampada Mecker e che è stata, così, completamente disidratata (H_2O svolta 26.52 %), è ancora in grado di assorbire quantità considerevoli di acqua, come risulta dalla seguente tabella:

Dopo ore	La perdita di peso è ridotta a
15	17.78 %
39	14.84
63	14.10
158	12.29
255	12.10
327	12.31

Il riassorbimento è, quindi, soltanto parziale.

[1]) Già a 120°, come pure nella disidratazione su H_2SO_4 concentrato, si ha assorbimento di aria, ma poco considerevole.

Come risultato di tutte le esperienze eseguite, mi sembra sia da trarre la conclusione che la sepiolite dell'Asia Minore non contiene acqua di costituzione. La formula di questo minerale è, perciò, da scriversi

$$Mg_2Si_3O_8 . n H_2O$$

dove n varia entro limiti abbastanza estesi, a seconda della temperatura e dello stato igrometrico dell'ambiente.

Se esaminiamo un po' accuratamente le proprietà dell'acqua della sepiolite dell'Asia Minore, non possiamo non restar subito colpiti dalla grande analogia che passa fra le proprietà stesse e quelle dell'acqua degli idrogeli. In questi composti si ha, come nella sepiolite, che il tenore in acqua dipende (oltre che da altri fattori sui quali non è qui il caso di intrattenerci) dalla temperatura e dalla concentrazione della fase gassosa. Negli idrogeli una gran parte dell'acqua è legata molto più debolmente della restante: altrettanto si è osservato nella sepiolite. Così pure l'influenza del riscaldamento sulle proprietà assorbenti si esplica allo stesso modo nella sepiolite compatta e negli idrogeli silicei. La analogia tra questi ultimi e la sepiolite è ancora aumentata dal fatto che Weinschenk ha constatato che la sepiolite dell'Asia Minore è in grado di assorbire diverse sostanze coloranti: altrettanto fanno gli idrogeli. Questi possono, invece dell'acqua, assorbire alcool, acetone, acido solfidrico, ammoniaca, ecc.: lo stesso io ho potuto stabilire che accade nella sepiolite. Questa, infatti, parzialmente disidratata e poi esposta ai vapori dell'ammoniaca, dell'alcool ecc. li assorbe rapidamente. Se in queste condizioni si pone in ambiente saturo di umidità, il vapor d'acqua si sostituisce all'ammoniaca, all'alcool, ecc. La sepiolite ha anche la proprietà di assorbire molti composti salini dalle loro soluzioni, precisamente come fanno gli idrogeli.

Già tutte queste proprietà dimostrano che la sepiolite deve essere considerata come un composto di assorbimento, con struttura micellare (nel senso di van Bemmelen) [1]), analoga a quella dei geli. Questa struttura è dimostrata in modo assai evidente dal fatto che nella sepiolite durante la disidratazione a temperatura non troppo bassa si formano degli spazî privi di acqua, che si riempiono di aria quando si fa raffreddare il minerale in ambiente secco. Altrettanto accade nella silice gelatinosa [2]).

Il fatto che la sepiolite, riscaldata anche a temperature elevate soffre variazioni relativamente lievi nelle sue proprietà assorbenti, dimostra la grande resistenza che oppone la sua struttura micellare a subire modificazioni. Molti degli spazii vuoti che si formano per eliminazione dell'acqua resistono anche alla temperatura del rosso vivo: così si spiega come nemmeno l'arroventamento su una lampada Mecker annulli completamente il potere assorbente.

Quanto si è detto sulla natura della sepiolite spiega assai bene le grandi differenze osservate dai varii studiosi non solo per quel che riguarda la quantità di acqua contenuta in essa, ma anche per ciò che si riferisce al *modo* col quale l'acqua stessa viene eliminata. Come è noto (e del resto si avrà occasione di ricor-

---

[1]) Per particolari in proposito si consulti la discussione sull'ufficio dell'acqua nelle zeoliti.

[2]) Si può consultare, su questo punto, quanto si dirà sulle zeoliti.

dario in seguito, quando ci occuperemo delle zeoliti), differenze minime nelle condizioni di formazione bastano a produrre, nelle gelatine silicee, profonde differenze sia nel tenore in acqua, sia nell'andamento della disidratazione.

Dati i risultati ottenuti dallo studio della sepiolite dell'Asia Minore, appariva interessante l'indagare il comportamento di quelle varietà distintamente cristalline, che dovrebbero costituire la « parasepiolite » di Fersmann. Grazie alla squisita gentilezza del Prof. A. Lacroix, io ho potuto avere a mia disposizione una piccola quantità di quella varietà di sepiolite dei dintorni di Parigi da lui descritta alcuni anni fa [1]) e che si presenta sotto forma di lunghe scagliette biancastre, molto somiglianti a certe miche. Questa sepiolite del Prof. Lacroix sull'acido solforico concentrato di densità 1.835 perde con grande rapidità molta acqua:

Dopo ore	Acqua emessa
7	10.51 %
28	11.98
500	11.96

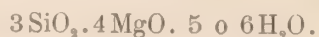
Posta in ambiente saturo di umidità riacquista rapidamente tutta l'acqua perduta ed inoltre 11.49 % H_2O. A 120° in corrente di aria umida la perdita di peso è uguale a 10.25 %. L'acqua totale ammonta a 21.91 %.

Nella sepiolite nettamente cristallizzata dei dintorni di Parigi si ha l'assorbimento considerevole dell'aria, quando l'eliminazione dell'acqua ha raggiunto un certo punto, precisamente come accade nella varietà dell'Asia Minore. Anche nella sepiolite di Parigi se si considera come igroscopica o « fisicamente legata » l'acqua eliminata sull'acido solforico concentrato, la quantità restante è molto inferiore a quella richiesta dalla formula $H_4Mg_3Si_2O_{10}$, che non può, quindi, adattarsi nemmeno alle sepioliti ben cristallizzate.

Potrà, forse, a taluno sembrar strano che delle belle lamine cristalline come quelle della sepiolite dei dintorni di Parigi rappresentino un composto di assorbimento, a composizione variabile entro limiti abbastanza estesi. La questione verrà nella sua generalità diffusamente trattata quando ci occuperemo delle zeoliti.

Deweylite (Gimnite) e Pseudodeweylite

Generalmente alla deweylite si assegna la formula

$$3SiO_2 . 4MgO . 5 \text{ o } 6H_2O.$$

Alcuni, come per esempio Hintze [2]), considerano tutta l'acqua come di costituzione: Dana [3]) non si pronuncia in proposito. Altri ritengono che una parte dell'acqua soltanto appartenga alla costituzione del minerale. Così Clarke [4]) ha ac-

[1]) *Sur la structure cristalline et les propriétés optiques de la magnésite (écume de mer).* Bull. mus. hist. nat. 1896, No. 2.

[2]) *Handbuch der Mineralogie,* II, 801.

[3]) Mineralogy, 6th ed. pg. 676.

[4]) *The Constitution of the silicates.* Bull. of the U. S. Geol. Survey No. 125, pg. 74.

cettato la formula probabile $H_6Mg_2Mg(OH)_2(SiO_4)_3 + 2H_2O$ e Groth [1]) l'altra $H_4Mg_4Si_3O_{12}$ + circa $4H_2O$.

Sulle proprietà dell'acqua della deweylite si è saputo per lungo tempo assai poco, limitandosi le nostre conoscenze a certe osservazioni di Hatle e Tauss [2]), secondo le quali la deweylite ferrifera di Kraubat perderebbe metà della sua acqua a 110°-120°.

Recentemente, però, sono state eseguite delle esperienze un po' più estese in proposito. La Sig.ª D. Fogy [3]) ha trovato che la deweylite di Predazzo si disidrata nel modo seguente:

sul cloruro di calcio	la perdita	di peso	è	1.03 %
sull'acido solforico	»	»	»	1.75
a 100°	»	»	»	0.39
a 200°	»	»	»	0.92
al rosso	»	»	»	14.25
alla soffieria	»	»	»	0.62

L'acqua totale ammonta a 18.96 %

La Sig.ª Fogy ha considerato l'acqua eliminata fino a 100° come accessoria, e per il minerale disseccato a questa temperatura ha trovato una composizione esprimibile con la formula $H_{10}Mg_6Si_4O_{19}$. Come si vede da questa formula, l'acqua eliminata al disopra di 100° è stata ritenuta di costituzione. L'acido ottenuto col metodo di Tschermak avrebbe la composizione $H_6Si_2O_7$.

A. Bukovsky [4]) ha trovato che la deweylite di Kuttenberg con 20.92 % H_2O, perde a 100° 6.34 % H_2O: nell'essicatore in 24 ore 7.35 % H_2O. L'acqua così eliminata viene ripresa tenendo il minerale all'aria umida.

Come si vede, gli studi finora eseguiti sulla deweylite hanno condotto a risultati contraddittorii e poco concludenti. Ho, perciò, intrapreso delle nuove ricerche sulla « deweylite » della Contea di Chester, in Pennsilvania. I campioni che io ho avuto a mia disposizione avevano l'aspetto di un minerale del tutto amorfo, anzi di una gelatina indurita. Il colore era leggermente gialliccio. Al microscopio ho potuto constatare sulla luce polarizzata una azione molto irregolare, dello stesso genere di quella osservata dalla Sig.ª Fogy nella deweylite di Predazzo.

La composizione chimica della deweylite della Contea di Chester secca all'aria mi è risultata la seguente (I):

	I	II
SiO_2	40.25	40.82
MgO	40.50	40.91
FeO	0.41	—
H_2O	18.31	18.27
	99.47	100.00

[1]) *Tableau systématique des minéraux* 1904, 138.

[2]) *Neue mineralogische Beobachtungen in Steiermark.* Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt Wien 1887, 226.

[3]) *Serpentin, Meerschaum und Gymnit.* Sitzungsber. der k. Akad. der Wissensch. in Wien 1906, CXV, Abt. I, 1089.

[4]) Recensione nel Neues Jahrb. für Min. Geol. u. s. w. 1908, I, 38.

dalla quale si calcola la formula $Mg_3Si_2O_7 . 3H_2O$, la quale richiede i valori riferiti nella colonna II.

Questa composizione è sensibilmente diversa da quella trovata nella maggior parte delle deweyliti finora analizzate, ma non sta, però, isolata. Già parecchi anni fa H. J. Keller [1]) ha pubblicato un'analisi della deweylite di Berks Co., Pennsilvania, dalla quale si deduce $SiO_2 : MgO (+ FeO) : H_2O = 1 : 1{,}58 : 1{,}57$; si ha, perciò, la stessa composizione della deweylite della Contea di Chester da me esaminata. Anche il minerale di Predazzo studiato dalla Sig.ª Fogy presenta il rapporto $SiO_2 : MgO = 1 : 1.5$ richiesto dalla formula $Mg_3Si_2O_7 . 3H_2O$. Per l'acqua nella analisi della Sig.ª Fogy si avrebbe un valore più basso di quello richiesto da questa formula, ma ciò dipende soltanto dal fatto che la Sig.ª Fogy ha eseguito le sue determinazioni sul minerale disseccato a 100°, mentre quello secco all'aria contiene 18.96 %, in soddisfacente accordo con la formula da me calcolata per la deweylite di Chester.

Noi giungiamo, così, alla conclusione che diverse deweyliti hanno una composizione rispondente assai bene alla formula $Mg_3Si_2O_7 . 3H_2O$: le deweyliti propriamente dette, tra le quali quelle sulle quali fu fondata la specie, danno, invece, abbastanza concordemente per il rapporto Mg:Si il valore 4:3, e rispondono, come si è già detto, alla formula $Mg_4Si_3O_{10} . 6H_2O$: solo la quantità di acqua è, qualche volta minore ($5H_2O$ circa), ma si vedrà che questa piccola differenza nell'acqua non ha alcun valore. L'esistenza effettiva di un silicato di magnesio con $Mg : Si = 4 : 3$ è dimostrata anche dalla composizione della genthite (nichelgimnite) tipica di Texas, Pa. studiata dal Genth [2]), nella quale si ha $RO : SiO_2 = 1.33 : 1$ ossia $= 3.99 : 1$, e dalle analisi di Bukovsky della deweylite di Kuttenberg, mentre quella del rapporto $RO : SiO_2 = 1.5 . 1$ è confermata dal recente lavoro di E. Glaser [3]) sulla nepouite.

È evidente, quindi, che sotto il nome di deweylite sono stati finora confusi due minerali aventi rispettivamente le formule $Mg_4Si_3O_{10} . 6H_2O$ e $Mg_3Si_2O_7 . 3H_2O$. Il primo costituisce la deweylite tipica, il secondo merita di essere distinto col nome di *pseudodeweylite*. A quest'ultima appartiene il minerale di Chester Co. da me studiato.

Tenuta in essicatore sull'acido solforico concentrato di densità 1.840 la pseudodeweylite della Contea di Chester perde una parte molto considerevole della sua acqua, come risulta dalla seguente tabella:

Dopo ore	Acqua emessa
1	0.68 %
2	1.27
5	2.65
25	6.08
48	6.91
76	7.20
124	7.44
219	7.61
387	7.83
555	7.83

[1]) in F. A. Genth: *Contributions to Mineralogy*. Proc. Amer. Phil. Soc. 1885, XXIII, 30.

[2]) Cfr. Dana's Mineralogy, 6th ed. pg. 676.

[3]) Compt. rend. 1906, CXLIII, 1173.

La pseudodeweylite secca all'aria posta in ambiente saturo di umidità assorbe acqua in quantità non molto notevole.

Dopo ore	Aumento del peso primitivo
18	1.71 %
64	1.89
114	1.88

A temperatura crescente, in corrente di aria umida, si osservano le seguenti perdite di peso:

T	Perdita di peso
120°	7.89 %
210	8.58
300	9.23
400	9.78
450	10.12

Come si vede, una parte considerevole dell'acqua viene eliminata molto facilmente: il resto, invece, è emesso con grande lentezza e, dai dati riportati, sembrerebbe risultare che poco meno della metà dell' acqua totale sfugge soltanto al disopra di 450°. Tutto ciò non è che apparente. Le perdite di peso osservate sono inferiori al peso dell'acqua effettivamente eliminata, perchè la pseudodeweylite studiata parzialmente disidratata mediante il riscaldamento, assorbe, durante il raffreddamento nell'essicatore, aria in quantità notevole, come si scorge facilmente immergendo il minerale raffreddato nell'acqua: subito si noterà un considerevole sviluppo di bollicine d'aria, più o meno abbondante a seconda della temperatura alla quale si è tenuta la polvere. Anche il minerale parzialmente disidratato a 120° assorbe, durante il raffreddamento dell'aria, e, quindi, è un puro caso se la perdita di peso osservata a questa temperatura è praticamente uguale a quella prodotta dall'azione disidratante dell'acido solforico alla temperatura ordinaria. Sarebbe, perciò, del tutto infondato il voler stabilire in base a questa fortuita coincidenza una distinzione dell'acqua della pseudodeweylite in acqua di costituzione e di « cristallizzazione », tanto più che la perdita di peso osservata a 120° o sull'acido solforico non corrisponde nemmeno ad una frazione semplice dell'acqua totale (per 1 mol. H_2O si calcola, in base alla formula $Mg_4Si_2O_7 . 3H_2O$, 6.09 %). Nè per una simile suddivisione dell' acqua totale si può scegliere un'altra temperatura, perchè, anche senza apportare alle perdite di peso direttamente osservate la correzione resa necessaria dall'assorbimento dell'aria, si vede senz'altro che la disidratazione procede in modo continuo.

Quanto si è osservato nella pseudodeweylite trova perfetto riscontro nelle proprietà della sepiolite dell'Asia Minore. Le conclusioni alle quali si è giunti sulla natura dell'acqua di questo minerale vanno, perciò, applicate anche alla pseudodeweylite.

Io non ho potuto avere a mia disposizione una quantità sufficiente di deweylite propriamente detta $Mg_4Si_3O_{10} . 5$ o $6\ H_2O$ per studiarne le proprietà dell'acqua: per quel che si può capire dai lavori di Hatle e Tauss e di Bukovsky sembra che questo minerale abbia proprietà analoghe a quelle della pseudodeweylite.

Le stesse proprietà deve avere anche la genthite o nichelgimnite, che è una deweylite nella quale una parte del magnesio è sostituita dal nichelio. Due anni or

sono [1]), studiando un campione di garnierite, giunsi alla conclusione che l'acqua si trovava in esso allo stato di soluzione solida. Altre ricerche eseguite su nuovo materiale hanno dimostrato, invece, l'esistenza di fenomeni perfettamente analoghi a quelli constatati nella sepiolite, nella pseudodeweylite ecc., dimodochè si deve trattare, senza dubbio, anche nella nuova garnierite esaminata, di un composto di assorbimento. Le differenze nei risultati ottenuti si spiegano assai facilmente col fatto che sotto il nome di garnierite si sono finora riuniti differenti minerali, come risulta dalle analisi pubblicate e dall'aspetto stesso assai variabile della garnierite.

Riassumendo i risultati delle ricerche eseguite sui silicati idrati di magnesio finora posti in vicinanza del serpentino, si ha che essi vanno considerati in modo molto diverso da quanto finora si è fatto. Infondata è risultata la distinzione di una α- e una β-sepiolite: necessaria, al contrario, si è resa la separazione dalla deweylite di un nuovo minerale: la pseudodeweylite. Le formule di questi minerali sono le seguenti [2]):

Sepiolite	Deweylite	Pseudodeweylite
$Mg_2Si_2O_8 . n H_2O$	$Mg_4Si_3O_{10} . 5\text{-}6 H_2O$	$Mg_3Si_2O_7 . 3 H_2O$.

La sepiolite diventa, dunque, il sale di magnesio dell'acido trisilicico $H_4Si_3O_8$, la deweylite deriva dall'acido ortotrisilicico [3]) e la pseudodeweylite dal diortosilicico.

Le zeoliti

Il nome di « zeoliti » fu introdotto, come è noto, nella scienza, da Cronstedt, e riunì, dapprima, minerali molto eterogenei. Anche oggi non tutti sono d'accordo sull'appartenenza o meno di alcuni minerali a questo gruppo. Così, da alcuni si uniscono alle zeoliti la prehnite, la apofillite, l'okenite ecc., che da altri ne sono separate.

Io ho ritenuto opportuno di seguire il Dana (Mineralogy, 6th ed. pg. 563 e seg.), almeno nelle linee generali, e di riserbare il nome di zeoliti agli allumosilicati idrati dei metalli alcalini e alcalino-terrosi comunemente riuniti sotto questo nome. Tutti gli altri minerali affini per giacitura, comportamento al cannello, ecc. ma che non contengono alluminio come costituente essenziale, sono, perciò, da riunirsi in un gruppo a parte, da porsi in vicinanza delle zeoliti propriamente dette. Questo gruppo, del resto, come vedremo, non è affatto omogeneo e si compone di minerali con proprietà molto diverse.

Cominceremo con l'occuparci delle zeoliti propriamente dette.

Le prime ricerche sulle singolari proprietà delle zeoliti propriamente dette sono dovute a Malaguti e Durocher [4]) e a Damour [5]). Si sapeva da lungo tempo

[1]) *Ulteriori ricerche sulle zeoliti.*

[2]) Il numero delle molecole d'acqua è, data la natura di questi minerali, solo approssimativo.

[3]) Nomenclatura di Clarke e Steiger: *The action of ammonium chloride upon natrolite, skolecite, prehnite and pektolite.* Amer. Journ. Science 1900 (4), IX, 345.

[4]) *Mémoire sur les causes de l'efflorescence de la laumonite.* Compt. rend. 1846, XXII, 862. *Recherches sur la laumonite.* Annales des Mines 1846, IX, 325.

Analyses de la herschelite. Ann. de Chim. et Phys. 1845 (3), XIV, 97.

che la laumontite sfiorisce, ma si credeva che ciò avvenisse senza perdita di acqua. Malaguti e Durocher dimostrarono che, invece, essa perde acqua nello sfiorire e che riprende l'acqua emessa per ridivenire trasparente: determinarono, inoltre, la perdita d'acqua a varie temperature. Pressochè contemporaneamente a Malaguti e Durocher, il Damour studiava in modo analogo la herschelite, ed alcuni anni più tardi quasi tutte le zeoliti allora conosciute [1]. Il Damour riassunse nel modo seguente i suoi risultati:

1.° I minerali della famiglia delle zeoliti, eccezione fatta di una sola specie (l'analcime), hanno la proprietà di perdere quantità considerevoli della loro acqua di combinazione e talvolta anche tutta, sia quando si tengono in un'atmosfera completamente secca, sia quando si espongono a temperature comprese fra + 40° ed il rosso nascente.

2.° Dopo aver subito la disidratazione parziale, le zeoliti possono riprendere, mediante la semplice esposizione all'aria libera, tutta l'acqua che avevano perduto.

3.° La temperatura alla quale l'acqua si svolge varia e non deve oltrepassare certi limiti, secondo ciascuna specie, perchè la proprietà igroscopica del minerale si mantenga inalterata.

4.° La facilità con la quale si effettua la disidratazione è, con poche eccezioni, in ragione diretta del numero di equivalenti d'acqua contenuti nel minerale.

Nè il Damour, nè altri hanno cercato, per molto tempo di dare un'interpretazione teorica dei risultati surriferiti, in modo da giungere a conclusioni fondate sull'ufficio dell'acqua nelle zeoliti. In generale si ritenne trattarsi di acqua di cristallizzazione, tanto più che Sartorius von Waltershausen [2], Charles Sainte Claire Deville ed altri avevano considerato le zeoliti come idrati dei feldspati. È anche da osservare che le proprietà delle zeoliti scoperte da Damour non erano in contrasto con quelle degli idrati. Anche questi composti perdono, in certi casi, quantità più o meno considerevoli di acqua in ambiente secco, e per disidratarsi completamente hanno bisogno, talvolta, di temperature assai elevate. Così pure, gli idrati parzialmente o completamente disidratati possono o no riprendere l'acqua perduta, precisamente come accade nelle zeoliti secondo Damour. Sarebbe stato, tuttavia, facile lo stabilire, dopo Damour, se l'acqua delle zeoliti si trovava davvero nelle condizioni di quella dei sali idrati, poichè, dieci anni dopo il lavoro di Damour, le classiche ricerche di Debray [3] sul fosfato sodico dodecaidrato $Na_2HPO_4 . 12H_2O$ facevano conoscere esattamente come procede la dissociazione dei sali idrati. Ma ricerche sulla tensione di vapore delle zeoliti furono eseguite solo quarant'anni dopo la memoria di Damour, da G. Tammann.

Invece di affidarsi a studii comparativi con sostanze per le quali l'ufficio dell'acqua in esse contenuta non fosse dubbio, fu ritenuto più conveniente di limitarsi

[1] *Recherches sur les propriétés hygroscopiques des minéraux de la famille des zéolithes.* Ann. de Chim. et Phys. 1858 (3), LIII, 438. Oggetto d'indagine furono: stilbite delle Feroë, armotomo di Scozia, heulandite delle Feroë, brewsterite di Scozia, faujasite della Kaiserstuhl, cabasite d'Islanda, facolite di Scozia, idrolite (gmelinite) dell'isola di Cipro, levyna d'Islanda, scolezite d'Islanda, mesotipo d'Alvernia, thomsonite del Mittelgebirge.

[2] *Die vulkanischen Gesteine von Sicilien und Island.*

[3] *Recherches sur la dissociation.* Compt. rend. 1868, LXVI, 194.

a determinare nuove perdite d'acqua per le diverse zeoliti, ed a considerare come acqua di cristallizzazione quella che veniva emessa al disotto di una temperatura arbitrariamente fissata e come acqua di costituzione la restante. Così fecero molti, basandosi sopratutto sugli studii di Jannasch [1]), mentre invece C. Hersch [2]) ritenne che tutta l'acqua, anche quella svolta sotto 100°, fosse di costituzione e presente sotto forma di gruppi OH legati in parte al silicio ed in parte all'alluminio. L'acqua svolta fino a 200°-250° fu considerata unita al silicio, il resto all'alluminio. Hersch tentava di applicare, così, alle zeoliti le idee di Treadwell sulla costituzione chimica dei silicati-alluminiferi.

Queste arbitrarie suddivisioni dell'acqua totale delle zeoliti in « acqua di cristallizzazione » e di « costituzione » hanno formato fino a pochi anni fa articolo di fede per quasi tutti i mineralisti e continuano ad esserlo tuttora per parecchi, nè è lecito sperare che i risultati delle esperienze degli ultimi trenta anni diventino presto patrimonio comune di tutti gli studiosi, liberando, così, il campo da interpretazioni erronee, che possono trovare un tentativo di scusa o di spiegazione solo nella perniciosa influenza esercitata dai preconcetti sullo studio della costituzione delle zeoliti e dei silicati in genere.

Ed infatti, proprio trent'anni or sono, nel 1878, Th. W. Fresenius [3]) pubblicava la sua Memoria sulla phillipsite e sulle relazioni di questo minerale con l'armotomo e la desmina, nella quale sono espresse con la più grande precisione delle idee esattissime sulle proprietà dell'acqua della phillipsite. Fresenius osservò, infatti, che il tenore in acqua al crescere della temperatura diminuisce con continuità, ed all'abbassarsi della temperatura pure con continuità aumenta, e che ad ogni temperatura si stabilisce abbastanza rapidamente il rapporto costante, ad essa soltanto corrispondente, tra l'acqua e la sostanza anidra. Ma il Fresenius non si limitò a dedurre giustamente dall'andamento continuo della disidratazione la conclusione che l'esistenza di acqua basica nelle zeoliti è improbabile, ma si spinse ad altre deduzioni non meno importanti. Egli affermò che molto probabilmente l'equilibrio che si raggiunge ad una data temperatura dipende dal grado di umidità dell'aria e che « con un tal notevole comportamento appare anche affatto naturale, che in quasi tutte le zeoliti il contenuto in acqua di cristallizzazione alla temperatura ordinaria non stia esattamente in un rapporto molecolare semplice con la sostanza anidra ». Queste conclusioni che le ricerche più recenti hanno perfettamente confermato, modificando soltanto la denominazione di « acqua di cristallizzazione » adoperata dal Fresenius (nè questi poteva nel 1878 adoperarne altra), passarono completamente inosservate, forse a causa della loro novità ed arditezza.

Intanto, pochi anni più tardi, E. Mallard [4]), lo scienziato geniale le cui sco-

---

[1]) *Ueber Heulandit und Epistilbit.* Neues Jahrb. f. Min. Geol. u. s. w. 1883, II, 260. — *Ueber die Bestimmung des aus Mineralien durch Trockenmittel abscheidbaren Wassers, speciell bei Heulandit und Epistilbit.* Ibidem 1884, II, 206. — Ricerche di Jannasch su altre zeoliti si trovano in alcuni lavori di Rinne.

[2]) *Der Wassergehalt der Zeolithe.* Inaug. Diss. der Univesität Zürich. 1887.

[3]) *Ueber den Phillipsit und seine Beziehungen zum Harmotom und Desmin.* Zeitsch. f. Kryst. 1878, III, 42.

[4]) *De l'action de la chaleur sur la heulandite.* Bull. de la soc. minér. de France 1882, V, 225.

perte vengono sempre più apprezzate man mano che il tempo trascorre, osservava che laminette di heulandite riscaldate fino a 180° subivano forti modificazioni nelle loro proprietà ottiche, dovute ad una disidratazione parziale (emissione di circa $^3/_5$ dell'acqua totale). Lasciate all'aria umida, queste lamine tornavano nelle condizioni primitive, il che non accadeva se si immergevano nel balsamo del Canadà, che impediva il riassorbimento. Da queste osservazioni, il Mallard trasse delle conclusioni talmente prossime a quelle alle quali portano le più recenti ricerche, che non si può non rimanerne ammirati. Il Mallard scrisse che « tout se passe, en un mot, comme si le cristal de Heulandit à 2 atomes d'eau était une sorte d'éponge susceptible de s'imbiber d'une quantité d'eau, variable avec la température et l'état hygrométrique ambiant et dont le maximum, dans les conditions atmosphériques ordinaires correspondrait à peu près à 3 atomes. L'introduction de cette eau entre les pores du cristal paraît être un fait simplement physique, que ne régissent point les affinités chimiques..... ».

Dalle ricerche di Fresenius risultava chiaro che le zeoliti non contengono acqua di costituzione e che non potevano nemmeno considerarsi come idrati: restava, però, incerto il riferimento alle soluzioni solide o ai composti di assorbimento. Mallard, invece, andò ancora più oltre, ed in un'epoca anteriore di più di dieci anni alle prime classiche ricerche di van Bemmelen sugli idrogeli, e nella quale parlare di composti cristallizzati con rapporto incostante tra acqua e sostanza anidra e non corrispondente che casualmente a quanto richiede la legge delle proporzioni multiple doveva sembrare poco meno che una pazzia, vedeva nettamente, con intuizione geniale, quanto doveva essere dimostrato molti anni dopo. Anche il lavoro di Mallard, come già quello di Fresenius, passò in parte inosservato ed in parte non se ne comprese tutta la portata. Ma mentre le antiche ed errate idee continuavano a tenere indisturbate il campo, venivano man mano aumentando le voci solitarie che, o ribellandosi alle idee predominanti, o svelando nuovi fatti, preparavano la via ai nuovi lavori.

Se Jannasch non fu felice nell'ammettere l'esistenza di « acqua di costituzione » nella heulandite e nella epistilbite, ha, però, il merito assai grande di aver dimostrato che l'acqua perduta dalle zeoliti sull'acido solforico, sul cloruro di calcio e su altri disidratanti non può considerarsi come « igroscopica », perchè ognuna di queste sostanze disidratanti toglie alle zeoliti delle quantità diverse d'acqua. Ed il risultato di Jannasch, che fu oppugnato, ma invano, dal Bodewig [1]), ebbe una splendida conferma per opera di Rinne, il quale mostrò che lamine di heulandite (ed anche di altre zeoliti) tenute sul cloruro di calcio subiscono cambiamenti fortissimi nelle loro proprietà ottiche. Rimase così stabilito che sarebbe un errore il seccare a 100° le zeoliti prima di analizzarle.

La distinzione di acqua di cristallizzazione e di costituzione nelle zeoliti fu combattuta con molti argomenti da J. Lemberg [2]). Egli notò che se una piccola parte dell'acqua delle zeoliti viene eliminata solo a temperature molto elevate ciò

---

[1]) In C. Hintze: *Beiträge zur Kenntniss des Epistilbites.* Zeitsch. f. Kryst. 1884, VIII, 611. Anche: *Ueber den Wassergehalt der Zeolithe.* Ibidem 1885, X, 276.

[2]) *Zur Kenntniss der Bildung und Umbildung von Silicaten.* Zeitsch. der deutschen geol. Gesellsch. 1885, XXXVII, 981. Anche ibidem 1887, pg. 564.

non vuol dire affatto che quest'acqua sia di costituzione, perchè anche in certi idrati le ultime porzioni dell'acqua vengono scacciate a temperatura molto alta. Così pure il fatto che in alcune zeoliti se il riscaldamento è avvenuto al di sopra di una certa temperatura, l'acqua perduta viene riacquistata o solo in parte od anche per niente, non porta a concludere che l'acqua non ripresa sia di costituzione, perchè la riidratazione di un composto dipende da molti fattori, quali la natura del composto stesso, la temperatura di disidratazione e forse anche la durata del riscaldamento.

Quasi contemporaneamente al Lemberg, L. G. Eakins [1]) studiava la disidratazione della ptilolite, e trovava che l'acqua comincia a svolgersi a 100° e la quantità eliminata aumenta continuamente fino a 300-350°, alla quale temperatura il minerale è del tutto disidratato. Giustamente Eakins concluse essere impossibile distinguere dell'acqua di costituzione e dell'acqua di cristallizzazione. Ma qualche anno più tardi, occupandosi di nuovo della ptilolite di un'altra località [2]), Eakins, evidentemente suggestionato dalle opinioni predominanti, considerò come acqua di costituzione quella emessa al disopra di 300°.

Molto importante per lo studio dell'acqua delle zeoliti è anche il lavoro di A. Hamberg sulla ganofillite [3]). Hamberg dimostrò che la quantità di acqua contenuta in questo minerale dipende dalla temperatura e dalla tensione del vapor d'acqua nell'atmosfera circondante il minerale stesso, e che, poichè l'acqua eliminata a temperatura ordinaria nel vuoto o su acido solforico si comporta come quella che sfugge in seguito al riscaldamento, non è possibile considerare la prima come igroscopica od assorbita, benchè in piccola parte si trovi, probabilmente, in questo stato. Quasi tutta l'acqua della ganofillite deve, secondo Hamberg, essere considerata o come chimicamente combinata o come di cristallizzazione, ma tutta nella stessa maniera. Al valente mineralista svedese non isfuggì, e con ciò segnò un nuovo passo importantissimo nello studio della costituzione delle zeoliti, che l'acqua della ganofillite ha proprietà molto diverse da quelle degli idrati tipici (allume, calcantite, ecc.) e non può, perciò, essere acqua di cristallizzazione. Hamberg ritenne, provvisoriamente, che fosse acqua di costituzione, non nascondendosi, per altro, le obbiezioni che potevano muoversi a questa conclusione. È qui da osservarsi che quando Hamberg descrisse la ganofillite, van't Hoff non aveva ancora pubblicato la sua celebre Memoria sulle soluzioni solide, e mancava, quindi, ad Hamberg il modo di interpretare più esattamente i risultati delle sue esperienze. Ad Hamberg spetta in ogni caso il merito grandissimo di essere stato il primo a stabilire che l'acqua delle zeoliti si comporta differentemente dall'acqua di cristallizzazione.

Tutti i lavori surriferiti, per quanto di fondamentale importanza, passarono quasi inosservati, sicchè quando nel 1896, in tempi più propizî, G. Friedel [4]) co-

---

[1]) Ch. W. Cross and L. G. Eakins, *On Ptilolite, a new Mineral.* Amer. Journ. of. Sc. 1886 (3), XXXIX, 117.

[2]) Cross and Eakins, *New occurrence of ptilolite.* Ibidem 1892 (3), XLIV, 96.

[3]) *Mineralogische Studien. 9. Ueber Ganophyllit, ein Manganzeolith von Harstigen.* Geol. Fören. i Stockhhlm Förhandl. 1890, XII, 586.

[4]) *Sur les zéolithes et la substitution de diverses substances à l'eau qu'elles contiennent.* Compt. rend. 1896, CXXII, 948 e 1006. *Sur l'analcime,* Bull. soc. franç. de minér. 1896, XIX, 14; *Sur quelques propriétés nouvelles des zéolithes.* Ibidem, 94. *Nouveaux essais sur les zéolithes.* Ibidem 363, 1898, XX, 5, 1899, XXII, 5 e 84.

minciò le sue pubblicazioni sull'acqua delle zeoliti, i fatti da lui constatati, benchè in buona parte già noti da poco meno di venti anni, fecero grande impressione e valsero a modificare in molti, finalmente, le insostenibili idee fino allora mantenute sull'ufficio dell'acqua in questi interessanti minerali. Secondo Friedel, nelle zeoliti la perdita d'acqua « ad una data temperatura non è limitata che dalla tensione del vapore nell'aria umida », cosicchè sembrerebbe dovesse essere possibile disidratare completamente una zeolite ad una temperatura qualunque, purchè vi fosse mantenuta per un tempo sufficiente, in corrente di aria perfettamente secca. Il Friedel, infatti, a proposito di certe sue esperienze sull'analcime dice: « On voit que dans l'air sec, la perte croît sans limite, au contraire de ce qui se produit dans l'air humide ». Sempre secondo Friedel, la quantità di acqua svolta ad ogni temperatura dipenderebbe dalla grandezza dei frammenti del minerale, e gli equilibrî si raggiungerebbero con grande lentezza. Mentre Damour aveva trovato che se il riscaldamento avviene al disopra di una certa temperatura variabile da specie a specie l'acqua perduta non può più essere completamente riacquistata, Friedel fu di avviso che soltanto la fusione fa perdere la cosiddetta « proprietà igroscopica »: finchè esiste il reticolato cristallino, anche una zeolite completamente disidratata può riprendere tutta la sua acqua, poichè l'eliminazione dell'acqua non distrugge affatto lo stato cristallino. Avendo potuto dimostrare, in base ad esperienze veramente importanti ed originali, che l'acqua stessa può essere sostituita « par n'importe quelle autre substance gazeuse ou liquide, de nature chimique quelconque et même par des substances solides », Friedel concluse che l'acqua nelle zeoliti non compie alcun ufficio importante e che « elle n'est guère plus combinée que ne l'est un liquide à une éponge, elle n'est certainement pas sous forme d'oxhydriles, ni même combinée comme l'eau des hydrates salins ». Come si vede, il Friedel giunse esattamente allo stesso risultato al quale era arrivato già nel 1883 il Mallard, ma non più in là, perchè stabilì soltanto che l'acqua delle zeoliti non è nè di cristallizzazione, nè di costituzione, e non ne precisò affatto la vera natura, limitandosi a ritenerla come un'acqua speciale ed a chiamarla « acqua zeolitica ».

Mentre Friedel continuava le sue esperienze, Tammann [1]) pubblicava nel 1898 la sua Memoria già più volte citata sulla tensione di vapore di parecchi minerali, tra i quali alcune zeoliti. Anche per queste ultime Tammann trovò che la tensione di vapore alla temperatura ordinaria varia con continuità insieme alla composizione, e dimostrò che altrettanto deve avvenire al crescere della temperatura. Dato questo comportamento, Tammann ritenne che le zeoliti sieno da riferirsi alle soluzioni solide.

La questione dello stato dell'acqua nelle zeoliti sembrava risoluta, ma nello stesso anno 1898, il Bütschli [2]) considerava le zeoliti analoghe al tabascir, cioè ad un composto di assorbimento.

---

[1]) *Ueber die Dampfspannung von krystallisierten Hydraten, deren Dampfspannung sich kontinuierlich mit der Zusammensetzung ändert.* Zeitsch. f. phys. Chemie 1898, XXVII, 323.

[2]) Cito i lavori di Bütschli in base a ciò che ne ha scritto Doelter nella sua *Physikalisch-chemische Mineralogie,* pg. 177.

Quasi contemporaneamente a Tammann, il Rinne [1]) studiava di confronto le proprietà di alcuni sali idrati tipici ($BaCl_2.2H_2O$ e $CuSO_4.5H_2O$) e della heulandite durante la disidratazione, notandone le forti differenze. Il Rinne osservò nella heulandite quanto Friedel aveva già constatato in altre zeoliti, che, cioè, nella disidratazione gli equilibrî dipendono dalla temperatura e dalla umidità dell'ambiente. All'uscita continua dell'acqua si associano variazioni, pure continue, delle proprietà ottiche. Anche Rinne ritenne in base a questi fatti, che l'acqua nella heulandite (e nella desmina) sia da considerarsi come disciolta.

Nella sua bella Memoria sulle soluzioni solide, G. Bodländer [2]) si occupò anche in vari punti incidentalmente delle zeoliti, e le idee da lui esposte sulla costituzione di questi minerali concordano perfettamente con quelle alle quali conducono necessariamente le più recenti ricerche. Bodländer notò, infatti, con grande esattezza le analogie che passano fra i fenomeni osservati nelle zeoliti e l'assorbimento di gas etc. da parte del carbone e di altre sostanze. Egli, anzi, (l. cit. pg. 90) concluse addirittura che le soluzioni solide dell'acqua in alcune zeoliti possono essere spiegate nel modo migliore mediante l'azione assorbente della sostanza cristallizzata, avente una struttura a maglia, sul vapor d'acqua e sull'alcool, ammoniaca, ecc.

Nel 1900 A. Hamberg [3]) riprese, in una interessante lavoro, gli studii che parecchi anni innanzi aveva brillantemente iniziato sulla natura dell'acqua delle zeoliti, quando si era occupato della ganofillite. Hamberg, dopo un riassunto delle esperienze eseguite sull'argomento da varii studiosi, concluse che le zeoliti contengono l'acqua sotto forma di soluzione solida, e che, quindi, il termine più appropriato da adoperarsi per l'acqua di questi minerali è quello di acqua disciolta o diluita.

Nel 1902 il Sommerfeldt [4]) si propose di risolvere il problema se le zeoliti sieno, per quel che riguarda la loro acqua, soluzioni solide o composti di assorbimento, basandosi sulla tonalità termica corrispondente alla ripresa dell'acqua da parte di una zeolite parzialmente disidratata. Esperimentando sull'analcime, il Sommerfeldt ha trovato direttamente per la tonalità termica U, corrispondente all'assorbimento di una molecola d'acqua, 1622 calorie, mentre da una formula stabilita da lui stesso per il caso di una soluzione solida, si calcola $U = 8530$ calorie. Così il Sommerfeldt concluse che le zeoliti appartengono ai composti di assorbimento. Io ho, però, già dimostrato in altra occasione [5]), che questa conclusione

---

[1]) *Beitrag zur Kenntniss der Natur des Krystallwassers.* Neues Jahrb. f. Min. Geol. u. s. w. 1899, I, 1. Già precedentemente il Rinne si era occupato della questione, specialmente nei due lavori *Ueber die physikalisch-chemische Einwirkung von Schwefelsäure und Salzsäure auf Heulandit etc.* (Neues Jahrbuch etc. 1896, I, 139) e *Physikalisch-chemische Untersuchungen am Desmin* (Ibidem 1897, I, 41), ma non era stato molto felice nella interpretazione degli interessanti fenomeni da lui osservati. Così, aveva creduto che per l'azione del calore o di sostanze disidratanti si formassero degli idrati ben definiti, ubbidienti alla legge delle proporzioni multiple, quantunque si fosse accorto che la quantità di acqua eliminata ad una data temperatura dipende dallo stato igrometrico dell'ambiente.

[2]) *Ueber feste Lösungen.* Neues Jahrb. für Min. Geol. u. s. w. Beilage Bd. XII, 52.

[3]) *Om s. k. kristallvatten samt om zeolitmineralens vattenhalt.* Svensk Kemisk Tidskrift 1900, No. 5, 103.

[4]) *Beiträge zur Kenntnis wasserhaltiger Mineralien.* Habilitationsschrift. Tübingen 1902.

[5]) *Ulteriori ricerche sulle zeoliti*, pg. 115.

non ha alcuna base sperimentale, perchè, nelle condizioni nelle quali egli ha sperimentato, l'analcime non è in grado di riassorbire l'acqua perduta, al contrario di quanto inesattamente aveva creduto il Sommerfeldt.

Era questo lo stato della questione [1]), quando iniziai le mie ricerche sperimentali sulle zeoliti, cominciando dalla heulandite, ricerche che mi portarono già nel 1905 [2]) a stabilire, e mi pare per la prima volta in base a nuovi dati di fatto e ad un confronto minuto fra le proprietà dell'acqua degli idrogeli e delle zeoliti, che la heulandite è un composto di assorbimento. Nè è da credersi che le esperienze allora eseguite sulla heulandite e le altre nuove che verranno comunicate nelle pagine seguenti e che si riferiscono ai gruppi più importanti di zeoliti sieno inutili. Un gran numero delle proprietà di questi minerali è, infatti, comune anche agli idrati i più tipici. Così, per esempio, una delle ragioni più forti messe innanzi da Friedel per affermare che l'acqua nelle zeoliti si trova in condizioni non diverse da quelle di un liquido che imbeve una spugna, è che quest'acqua può essere sostituita da ammoniaca, alcool, ecc. Ora, è ben noto da lungo tempo che l'alcool, l'etere ecc. possono sostituire l'acqua di cristallizzazione, e nei composti metallammoniacali, così genialmente interpretati dal Werner, l'ammoniaca e l'acqua possono sostituirsi molecola per molecola. Per l'appunto, il Friedel, in uno dei suoi lavori, ha affermato che la sostituzione dell'ammoniaca all'acqua si fa in modo che per quattro molecole d'acqua emessa, il minerale ne acquista esattamente tre di ammoniaca.

E nemmeno si possono fondare conclusioni precise sul fatto che per alcune zeoliti fino a temperature poco elevate si è constatato che la curva di disidratazione è continua e che la quantità di acqua emessa dipende, ad una data temperatura, dal vapor d'acqua che si trova nell'ambiente. Infatti, senza un esame prolungato fino a temperatura abbastanza alta, non si può affatto stabilire con certezza se il comportamento così caratteristico prosegue oppure no fino alla disidratazione completa. Tammann ha dimostrato che se alla temperatura ordinaria la tensione di vapore di un composto varia con continuità, altrettanto deve avvenire a temperatura elevata. Ma ciò è vero solo nel caso che *tutta* l'acqua si trovi nel composto in esame allo stato di soluzione solida, altrimenti, eliminata ad una certa temperatura quella parte dell'acqua che si trova in questo stato, si avrà, per il resto, il comportamento delle sostanze contenenti acqua di cristallizzazione o di costituzione. Ed abbiamo già veduto quando ci siamo occupati della prehnite e poi del serpentino e di altri minerali, a quali gravi errori può condurre il voler far deduzioni sullo stato di tutta l'acqua di un minerale da quanto si è osservato a temperatura ordinaria oppure in un intervallo assai ristretto di temperatura.

Ma vi è di più: i fenomeni surricordati non permettono di decidere se si ha a che fare con soluzioni solide o con composti di assorbimento, ed è, perciò, necessario procedere alla ricerca ed allo studio di caratteri distintivi relativamente semplici.

[1]) Tralascio completamente tutto quanto si riferisce ai tentativi di spiegare alcune delle proprietà dell'acqua delle zeoliti in base alla teoria di Sohnke sulla struttura delle sostanze cristallizzate.

[2]) *Ricerche su alcune zeoliti* (già citate).

Il metodo più appropriato di indagine mi è sembrato quello di eseguire su una zeolite particolarmente adatta una serie estesa di esperienze, in modo da risolvere, se possibile, alcuni quesiti più specialmente indicati, secondo me, per fornirci conclusioni decisive. Risolto così, almeno con un certo grado di probabilità, il problema dello stato dell'acqua nella zeolite esaminata, bisogna poi stabilire se anche agli altri minerali del gruppo possono adattarsi le stesse spiegazioni, poichè potrebbe benissimo accadere, dati i criterî che han servito di base alla formazione del gruppo stesso, che non tutte le zeoliti avessero uguale comportamento.

Vediamo, ora, i risultati ottenuti.

Heulandite

Per la serie più completa di esperienze fu scelto questo minerale per la facilità con la quale è possibile averne una quantità considerevole, e perchè dalle ricerche di Mallard e di Rinne appariva come particolarmente adatto per lo studio delle proprietà dell'acqua delle zeoliti.

La disidratazione della heulandite ha formato già oggetto di indagine per diversi studiosi, tra i quali mi limiterò a ricordare Damour, Jannasch, Hersch, Rinne, A. A. Ferro.

Secondo Damour [1]) la heulandite delle Feroë lascia sfuggire la sua acqua a temperatura crescente nel modo seguente

a 100°	150°	190°	al rosso
2.10 %	8.70 %	12.30 %	15.80 %

L'acqua emessa a 190° non è ripresa che molto lentamente tenendo il minerale così disidratato all'aria: dopo due mesi la perdita è ridotta a 2.10 %.

Ricerche più estese sono state eseguite da Jannasch [2]), sulla heulandite di Berufjord. Per l'acqua emessa a varie temperature Jannasch trovò, nella serie principale di esperienze, i seguenti risultati:

100°	110-115°	120-130°	150-160°	175°	200-215°	220-230°	250°
3.91 %	4.32 %	4.91 %	5.97 %	6.99 %	8.44 %	9.17 %	9.89 %

270-280°	280-290°	290-310°	310-350°	al rosso
11.92 %	12.99 %	13.53 %	13.86 %	18.04 %

Jannasch ha studiato anche, ma più superficialmente, la ripresa dell'acqua da parte della heulandite parzialmente disidratata.

L'acqua emessa fino a 350° fu da Jannasch considerata come di « cristallizzazione » ed il resto di « costituzione ». La formula della heulandite fu, così, da Jannasch scritta $H_2CaAl_2Si_6O_{17} + H_2O . 4H_2O$.

In un altro lavoro, lo stesso Jannasch [3]) studiò l'azione di diverse sostanze

[1]) loc. cit.

[2]) *Ueber Heulandit und Epistilbit.* Neues Jahrb. für Min. Geol. u. s. w. 1882, II, 269.

[3]) *Ueber die Bestimmung des aus Mineralien durch Trockenmittel abscheidbaren Wassers, speciell bei Heulandit und Epistilbit.* Ibidem 1884, II, 206.

disidratanti sulla heulandite (acido solforico concentrato, anidride fosforica, cloruro di calcio, sabbia disseccata su H_2SO_4) giungendo al risultato che ognuna di queste sostanze disidratanti toglie al minerale una data quantità di acqua, che non è da considerarsi, al contrario di quanto voleva Bodewig [1]), come igroscopica.

Hersch [2]) trovò per la perdita di peso della heulandite di Djupivogur

100°	145°	195°	250°	290°	rosso
2.64 %	6.14 %	7.47 %	10.97 %	12.06 %	16.34 %

A Rinne [3]), però, sono dovute le esperienze più complete. Tenendo la heulandite in essicatore su H_2SO_4 (a pressione ordinaria), si ha equilibrio quando la perdita ha raggiunto 4.17 % (dopo 701 ore); nel vuoto nemmeno dopo 400 ore si arriva all'equilibrio, benchè ormai la perdita di peso cresca con estrema lentezza. Nel vuoto a 100°, il Rinne non riuscì a raggiungere l'equilibrio. Riscaldando la heulandite in stufa ad aria fino a 555° (alla quale temperatura non si ha ancora disidratazione completa), il Rinne osservò che ad ogni temperatura corrisponde un equilibrio che si raggiunge molto rapidamente. Il Rinne constatò anche l'influenza che sulla quantità di acqua emessa ad una data temperatura esercita la tensione del vapor d'acqua dell'ambiente nel quale avviene la disidratazione. I risultati numerici di Rinne sono i seguenti:

80-85°	100-110°	125°	150°	175°	200°	225°	250°
2.77 %	3.93 %	4.80 %	6.15 %	6.83 %	7.88 %	8.26 %	9.08 %

300°	360°	400°
12.18 %	13.77 %	14.26 %

Come si è già detto, Rinne concluse dalle sue esperienze che l'acqua nella heulandite è da considerarsi come disciolta.

Pochi mesi dopo la presentazione all'Accademia dei Lincei delle mie « *Ricerche su alcune zeoliti* », A. A. Ferro, che, affatto indipendentemente da me, si occupava pure della heulandite, pubblicò i risultati delle esperienze da lui eseguite sulla heulandite di Montecchio Maggiore. Il Ferro ha studiato sopratutto l'azione disidratante del cloruro di calcio sul minerale, giungendo alla conclusione che la quantità di acqua eliminata in un dato intervallo di tempo « è maggiore o minore secondo che maggiore o minore è il rapporto ponderale fra il cloruro di calcio e la heulandite, e secondo che minore o maggiore è il contenuto d'acqua nel cloruro di calcio ». La massima perdita d'acqua nella heulandite per opera del cloruro di calcio corrisponde, secondo il Ferro, a 6.90-7.10 % del peso del minerale. E poichè l'acqua totale ammonta a 16.46 %, il Ferro ne deduce che la quantità che resta nel minerale (da 9.56 a 9.36 %) corrisponde « in modo assai approssimativo » a tre molecole d'acqua. L'acqua eliminata per azione del cloruro di calcio è « acqua

[1]) Vedi Nota (1) a pg. 91.

[2]) loc. cit.

[3]) *Beitrag zur Kenntniss der Natur des Krystallwassers.* Neues Jahrb. für Min. etc. 1899, I, 1.

igroscopica e quindi tale da considerarsi chimicamente affatto indipendente dal minerale [1]).

Riscaldando la heulandite a varie temperature, il Ferro ha trovato i seguenti valori per le rispettive perdite di peso:

a 50°	60°	70°	80°	90°	100°	100-104°	110°	120°	130°
2.59 %	3.12	3.93	4.50	4.88	5.33	7.02	8.41	9.71	9.87

140°	150°	200°	250°	rosso nascente	rosso vivo
10.07	10.44	11.24	12.01	16.04	16.46 %

Da questi risultati l'Autore trae la conclusione seguente: « È poi notevole il fatto della eliminazione di circa il 7 % d'acqua alla temperatura di 104, perchè la quantità rimanente nella heulandite equivale a tre molecole d'acqua e quindi conforta la conclusione annunciata nella prima parte della presente Nota ».

Se le interpretazioni del Ferro fossero giuste, quanto io ho esposto nelle *Ricerche su alcune zeoliti* riceverebbe un colpo gravissimo, e verrebbero anche infirmate le conclusioni che sulla natura delle zeoliti verranno esposte nella presente Memoria. È, perciò, naturale, che io, benchè a malincuore, dimostri qui che quanto è stato dal Ferro affermato si fonda soltanto sulla mancanza di cognizioni esatte dello stato della questione. Egli ritiene, infatti, che l'acqua tolta alla heulandite dal cloruro di calcio sia « acqua igroscopica » e non ha posto mente nè a quanto Jannasch in un lavoro che pure egli cita, espone per combattere la stessa opinione avanzata molti anni fa, come si è già detto, dal Bodewig, nè alla dimostrazione inoppugnabile, ricordata nelle precedenti pagine, data dal Rinne che l'acqua svolta dalla heulandite a temperatura ordinaria per azione del cloruro di calcio non è igroscopica; anzi, dal Rinne fu allora chiamata addirittura « chemisch gebundenes Wasser ».

Così pure, la quantità di acqua che resta nella heulandite tenuta sul cloruro di calcio, solo per caso corrisponde ad un numero intiero di molecole, poichè già Jannasch ha dimostrato, e si è già varie volte riferito, che ciascun mezzo disidratante toglie al minerale una quantità diversa di acqua. Cosa, questa, naturale, perchè la heulandite tenuta su una sostanza disidratante perderà acqua, fino a quando la sua tensione di vapore uguaglierà quella esistente nell'ambiente nel quale si trova: ora, è chiaro che solo casualmente impiegando sostanze disidratanti diverse ed in quantità disuguali si produrrà la stessa tensione di vapore nell'essicatore.

Ed anche un mero caso è che la heulandite di Montecchio Maggiore abbia perduto a 104° 7.02 %, in modo che così l'acqua restante corrisponde a tre molecole. Già Rinne si è affaticato ad insistere in vari punti del suo lavoro sulla heulandite di Berufjord che « in den Gleichgewichtszuständen ist das Verhältniss von Silicat zum Wasser also im Allgemeinen nicht ein solches nach multiplen Proportionen ». E dalle esperienze da me eseguite e che verranno comunicate in seguito, risulta non solo che nella heulandite del Teigarhorn la quantità di acqua eliminata a 100°-103°

[1]) *L'acqua nell' heulandite di Montecchio Maggiore.* Rendiconti R. Acc. dei Lincei 2. sem. 1905 (5), XIV, 140.

è molto minore di quella che, secondo Ferro, emette alla stessa temperatura il minerale di Montecchio Maggiore, ma anche che l'influenza della concentrazione della fase gassosa è molto considerevole. Ne viene, quindi, che, a seconda del giacimento dal quale si è tratta la heulandite che si adopera e delle condizioni dello esperimento, la pretesa « acqua igroscopica » oscilla entro limiti talmente vasti, da togliere ogni serietà a tentativi di suddivisione dell'acqua totale in « acqua igroscopica » e « combinata », senza contare che, in base agli stessi dati di Ferro, la heulandite di Montecchio Maggiore presenta una curva di disidratazione abbastanza regolare e continua, e non si capisce, quindi, perchè si consideri come « igroscopica » l'acqua emessa a 104°, anzichè quella svolta a 110° o a 120° ecc.

Veniamo ora ai risultati delle mie esperienze.

La heulandite che io ho adoperato proveniva dal Teigarhorn ed era costituita da un unico pezzo assai puro, confusamente cristallizzato, del peso di 110 grammi: da alcuni punti della massa cristallina spuntavano fuori anche parecchi grossi cristalli con le forme solite {010}, {001}, {110}, {101}, {$\bar{1}$01} e, raramente, {021} (orientazione di Des Cloizeaux). Da questo pezzo furono ricavati 80 grammi di polvere di heulandite perfettamente bianca, con la composizione seguente (I):

I				II			
SiO_2	58.49	0.968		SiO_2	58.43	0.967	
Al_2O_3	15.74	0.154		Al_2O_3	16.44	0.161	
CaO	6.48	0.116	0.151	CaO	7.00	0.125	0.153
SrO	0.53	0.005		SrO	0.35	0.003	
Na_2O	1.62	0.026		Na_2O	1.40	0.023	
K_2O	0.35	0.004		K_2O	0.21	0.002	
H_2O	16.60	0.921		H_2O	16.45	0.913	
	99.81				100.28		

Questa mia analisi è pressocchè identica a quella eseguita da H. Biltz [1]), il quale ottenne, su cristalli della stessa località, i risultati II.

Da queste due analisi si ricavano i rapporti:

	SiO_2		Al_2O_3		$\overset{II}{R}O$		H_2O
Zambonini	6.41	:	1.02	:	1	:	6.10
Biltz	6.32	:	1.06	:	1	:	5.97

che danno per la silice un valore un po' superiore a quello richiesto dalla formula $CaAl_2Si_6O_{16}.5$ o $6H_2O$, generalmente ammessa. La formula risultante da ambedue le analisi sarebbe $\overset{II}{R}_2Al_4Si_{13}O_{34}.12H_2O$. L'eccesso di silice sulla formula $RAl_2Si_6O_{16}.5\text{-}6H_2O$ potrebbe spiegarsi da taluno mediante la presenza nel minerale analizzato di abbon-

[1]) In P. Jannasch, *Ueber das Vorkommen von Strontian in Heulandit.* Berichte der deutsch. chem. Gesell., 1887, XX, 348.

danti inclusioni di quarzo, come si osservano nella heulandite delle Färoër [1]). L'esame microscopico molte volte eseguito delle laminette di heulandite di Teigarhorn non ha mai lasciato scorgere altro che rare e assai piccole inclusioni (anche adoperando forti ingrandimenti), dimodochè si può con certezza escludere che l'eccesso di silice trovato da Biltz e da me sia dovuto a quarzo incluso, che dovrebbe ammontare a circa il 3 % del minerale.

Le esperienze istituite sulla heulandite avevano per iscopo di cercare possibilmente la soluzione dei seguenti quesiti:

1.° Come procede l'assorbimento dell'acqua da parte della heulandite tenuta in ambiente saturo di umidità?

2.° La perdita di peso su acido solforico concentrato a pressione ridotta disidrata il minerale completamente o parzialmente?

3.° La tensione del vapor d'acqua dell'ambiente in cui avviene la disidratazione ad una data temperatura quale influenza ha sulla eliminazione dell'acqua da parte della heulandite?

4.° La heulandite riscaldata al disotto del punto di fusione può riprendere l'acqua emessa?

5.° Una serie di successive disidratazioni parziali e la durata del riscaldamento influiscono sulle proprietà assorbenti?

6.° L'acqua ripresa dalla heulandite parzialmente disidratata si trova nelle condizioni dell'acqua originaria?

7.° Il modo col quale una data quantità di acqua viene tolta alla heulandite influisce sulle variazioni che questo minerale presenta nelle sue proprietà ottiche quando viene disidratato?

Prima di passare ad occuparci di questi problemi, credo opportuno riferire i risultati di alcune esperienze eseguite sull'azione esercitata dall'acqua sulla heulandite in polvere.

Già Damour [2]), sessanta anni fa, ha trovato che le zeoliti sono fortemente intaccate dall'acqua pura, e le sue esperienze, dimenticate per lungo tempo, sono state poi confermate da Doelter [3]), da Clarke [4]) e da Steiger [5]). Per quel che riguarda più specialmente la heulandite, è da ricordare che, secondo Doelter, l'acqua l'attacca solo in tracce; Clarke trovò che tenendo $^1/_2$ grammo di heulandite in 50 cc. di acqua ed aggiungendo alcune gocce di fenolftaleina alcoolica, dopo due settimane si ha una debole, ma netta reazione alcalina. Steiger ha eseguito determinazioni quantitative tenendo $^1/_2$ grammo di heulandite della Nova Scotia in contatto con 50 cc. di acqua in una bottiglia durante un mese alla temperatura di

[1]) H. Rosenbusch, *Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine.* Allgemeiner Theil von E. A. Wülfing. Tav. IX, Fig. 3.

[2]) *Recherches sur la composition des eaux silicifères de l'Islande.* Annales de Chim. et Phys. (3), XIX, 470.

[3]) *Einige Versuche über die Löslichkeit der Mineralien.* Tschermak's miner. u. petr. Mitth. 1890, XI, 319.

[4]) *The alcaline reaction of certain natural silicates.* Journal of the American Chemical Society 1898, XX, 739.

[5]) *The solubility, in water, of certain natural silicates.* Journal of the American Chemical Society 1899, XXI, 437.

circa 64° C, filtrando dopo questo tempo e titolando con acido cloridrico il liquido filtrato. L'alcalinità del liquido risultò assai piccola.

Io ho eseguito due esperienze, facendo bollire a ricadere in un pallone di vetro di Jena per un certo numero di ore la polvere di heulandite con quantità diverse di acqua e determinando, poi, l'alcalinità del liquido con una soluzione titolata di acido acetico, adoperando la fenolftaleina come indicatore. I risultati ottenuti sono i seguenti:

a) gr. 0.5192 di heulandite si misero in un pallone di vetro di Jena e si fece bollire a ricadere per 25 ore. Nella titolazione si impiegarono cc. 1 60 di una soluzione di acido acetico che conteneva gr. 0.007125 di $C_2H_4O_2$ per centimetro cubico, ossia gr. 0.0114, corrispondenti a gr. 0.0053 di CaO [1]. Nella sostanza impiegata fra CaO, SrO e Na_2O vi è circa il 9 %, quindi gr. 0.0467; si è, dunque decomposto circa $^1/_9$ della heulandite adoperata.

b) gr. 0.4998 di heulandite si fecero bollire a ricadere per ore 140 con cc. 500 di acqua distillata. Occorsero cc. 5.10 della soluzione di acido acetico suddetta, ossia gr. 0.0363 di acido acetico, equivalenti a gr. 0.01696 di CaO, mentre nella polvere adoperata se ne contenevano (compresi SrO,Na_2O ecc.), gr. 0.0450. Ne segue che è stato decomposto più di $^1/_3$ della heulandite impiegata nell'esperienza.

I risultati di *a*) e di *b*) dimostrano chiaramente la forte azione che l'acqua esercita sulla heulandite, e, ciò che non è privo di interesse, la grande influenza che su questa azione dell'acqua esercitano la massa ed il tempo, due fattori che nei fenomeni geologici, benchè spesso trascurati, hanno un'importanza notevolissima.

Damour nelle sue ricerche sopra ricordate ha trovato che la natrolite disidratata è decomposta dall'acqua molto più fortemente del minerale naturale. Nella heulandite accade, invece, il contrario, come risulta dalla seguente esperienza:

c) gr. 0.6482 di heulandite furono disidratati completamente alla temperatura di circa 800°, riducendosi, così, a gr. 0.5415, e poi furono messi a bollire a ricadere per ore 25 con cc. 200 di acqua distillata. Si impiegarono cc. 0.3 della solita soluzione di $C_2H_4O_2$, ossia gr. 0.00214 di acido acetico, equivalenti a gr. 0.001 di CaO, dal che si deduce che appena $^1/_{58}$ del minerale adoperato fu decomposto.

Nelle mie *Ricerche su alcune zeoliti* io feci notare che questa forte azione dell'acqua sulle zeoliti spiega assai facilmente come esse, poste in contatto di acqua e fenolftaleina dieno la reazione alcalina studiata da Clarke, poichè, venendo esse

---

[1]) Steiger ha calcolato tutta l'alcalinità come Na_2O, pur riconoscendola dipendente in parte anche da CaO e K_2O, per uniformità nel confronto tra i numerosi minerali da lui studiati. Nel mio caso, però, ho creduto di riferire l'alcalinità al calcio, che si trova nella heulandite del Teigarhorn in quantità molto maggiore del sodio, e che, senza dubbio, ha una parte assai importante nell'alcalinità acquistata dall'acqua che ha decomposto la heulandite. Ciò risulta dal fatto che, se nella esperienza *a*) il tenore in sodio del minerale può bastare per saturare l'acido acetico impiegato nella titolazione, altrettanto non accade nella esperienza *b*) nella quale l'ossido di sodio equivalente all'acido acetico necessario per rendere neutra la soluzione ammonta a gr. 0.0188, mentre nel minerale adoperato non se ne trova che 0.0081. D'altra parte la differenza nei pesi molecolari di CaO e Na_2O è piccola e perciò riferendo l'alcalinità sia all'uno, sia all'altro di questi ossidi, la conclusione da trarsi dalle esperienze è la stessa.

decomposte dall'acqua, mandano in soluzione quantità maggiori o minori di alcali. Un anno dopo, Silvia Hillebrand [1]) confermava la forte azione decomponente che esercita l'acqua sulla heulandite, e F. Cornu [2]) nel 1907, cioè due anni dopo di me, faceva servire l'osservazione di Hillebrand, qualificata come « sehr interessant », per spiegare la reazione alcalina dei silicati. Nè Hillebrand, nè Cornu hanno fatto il minimo accenno al mio lavoro, che, senza dubbio, era rimasto loro sconosciuto, sorte questa assai spesso riserbata ai lavori italiani.

Devo, però, ora aggiungere alle mie osservazioni del 1905, che l'azione decomponente dell'acqua sulle zeoliti solo in parte determina la reazione alcalina di questi minerali. Steiger notò, infatti, che tra l'intensità della colorazione prodotta dalla fenolftaleina nelle esperienze di Clarke e la quantità di alcali passata in soluzione secondo le determinazioni di Steiger stesso, non esiste alcuna relazione, essendovi dei minerali che danno con fenolftaleina una colorazione abbastanza intensa, benchè siano così scarsamente decomposti da mandare in soluzione quasi soltanto tracce di alcali: altri minerali, invece, danno colorazione debole, pur cedendo all'acqua quantità più considerevoli di alcali. Io non posso che confermare l'osservazione di Steiger. Infatti, facendo bollire per alcuni minuti in una provetta pochissima polvere di heulandite con un po' d'acqua ed aggiungendo una goccia di fenolftaleina, si ha una colorazione rosea abbastanza intensa, mentre è certo che in soluzione non può essere passata che una quantità minima di alcali, dato che l'acqua ha potuto esercitare la sua azione per un tempo molto breve.

Comportamento della heulandite in aria satura di umidità.

È noto che molte zeoliti, tenute in aria satura di umidità, assorbono acqua. Nella heulandite l'assorbimento ha luogo nel modo seguente (alla temperatura ordinaria):

In ore	Acqua assorbita
358	0.74 %
556	1.07
3022	1.67
4082	1.57

L'acqua viene assorbita, dunque, fino ad un certo limite. Le lievi oscillazioni intorno a 1.67 % sono causate, probabilmente, dalle piccole variazioni di temperatura dell'ambiente esterno.

La quantità di acqua assorbita non è in relazione semplice con la formula del minerale adoperato nella esperienza. Infatti, in esso, una molecola d'acqua corrisponde a 2.70 %, mentre l'acqua assorbita ammonta a 1.67 % circa, cifra che è superiore a mezza molecola ed inferiore ad una molecola intiera.

Si ha, perciò, una differenza ben netta tra il comportamento della heulandite

---

[1]) *Serpentin und Heulandit.* Sitzungsberichte d. k. Akad. der Wissensch. in Wien. 1906, CXV, Abt. I, 697.

[2]) *Versuche über die saure und alkalische Reaktion von Mineralien.* Tschermak's min. u. petr. Mittheilungen 1907, XXV, 491.

e quello degli idrati. Questi ultimi, infatti, tenuti in ambiente saturo di umidità, o assorbono tanta acqua da formare addirittura una soluzione, o, se non giungono a tanto, cessano di aumentar di peso quando hanno raggiunto la composizione di un altro idrato perfettamente definito. Così, p. es. l'acido ossalico anidro esposto all'aria assorbe due molecole d'acqua [1]; il seleniato di cerio anidro $Ce_2(SeO_4)_3$ in ambiente umido a temperatura ordinaria assorbe esattamente $12H_2O$ [2]) e così via.

Comportamento su H_2SO_4 *a pressione ridotta*

L'esperienza fu eseguita tenendo la polvere di heulandite in un crogiolo aperto su H_2SO_4 a pressione molto ridotta. Si ebbero i seguenti risultati:

Acqua	eliminata	in	3	ore	2.36 %
»	»	»	5	»	2.62
»	»	»	24	»	4.86
»	»	»	48	»	5.25
»	»	»	72	»	5.44
»	»	»	118	»	5.63
»	»	»	190	»	5.86
»	»	»	310	»	6.08
»	»	»	550	»	6.08

Rinne dopo 400 ore non era ancora riuscito a raggiungere l'equilibrio, sicchè non era chiaro se mediante l'azione disidratante dell'acido solforico a pressione ridotta si toglie alla heulandite una parte sola della sua acqua, ovvero, sia pure lentissimamente, tutta. La mia esperienza dimostra che si raggiunge l'equilibrio dopo un tempo non molto lungo, ed allo stesso risultato è giunto, contemporaneamente a me, il Ferro nel suo lavoro già citato.

Che l'acqua eliminata dalla heulandite su acido solforico a pressione ridotta non possa considerarsi come acqua igroscopica risulta non solo dalle esperienze di Rinne [3]), che hanno accertato che togliendo, a freddo, anche una quantità piccola di acqua al minerale si determinano in queste modificazioni considerevoli nelle proprietà ottiche, ma anche dal fatto che la velocità di disidratazione varia continuamente. Se si trattasse di acqua meccanicamente commista si dovrebbe avere, invece, velocità costante.

Anche per quel che riguarda l'acqua svolta su H_2SO_4 a pressione ridotta la heulandite si comporta diversamente dagli idrati. In questi composti, infatti, l'azione disidratante dell'acido solforico concentrato, sia da solo, sia unito alla pressione ridotta, si esercita in modo da togliere all'idrato sul quale agisce una quantità tale di acqua, da giungere o al composto anidro o ad un idrato ben definito. Di esempi se ne hanno tanti e così conosciuti che reputo del tutto inutile il citarne. Nella heulandite, invece, l'acqua eliminata a pressione ridotta su H_2SO_4 non corrisponde ad una frazione semplice delle sei molecole d'acqua contenute nel minerale, ma invece a molecole 2.25 circa.

[1]) A. Villiers, *Sur l'acide oxalique cristallisé.* Compt. rend. 1880, XC, 821.

[2]) Cingolani, *Seleniati di cerio.* Gazzetta chimica ital. 1908, Parte I, pg. 292.

[3]) *Ueber Beziehungen zwischen den Mineralien der Heulandit und Desmingruppe.* Neues Jahrb. f. Min. Geol. u. s. w. 1892, I, 12.

Influenza della tensione del vapore d'acqua dell'atmosfera in cui avviene la disidratazione sulla perdita di peso a varie temperature.

Furono eseguite due serie di esperienze: una in corrente di aria disseccata, l'altra di aria umida.

Per quel che riguarda il tempo necessario per raggiungere ad ogni temperatura l'equilibrio, l'influenza della grandezza dei frammenti del minerale adoperato sulla perdita di peso e, in genere, le particolarità delle esperienze, sono da consultarsi le mie *Ricerche su alcune zeoliti* pg. 353-356. Qui mi limiterò a riferire i risultati ottenuti.

	Aria secca	Aria umida
60-62°	2.99 %	1.63 %
100-103	4.70	3.02
151	—	5.08
160-165	7.20	—
189-190	8.93	—
230	12.04	—
234	—	8.20
241-244	—	8.80
272	—	11.08
284	—	12.00
303	13.19	—
305-306	—	12.67
369-370	—	13.92
375	14.30	—
410-415	14.80	—
420	—	14.73
480-484	15.21	—

È evidente che in base alle due curve di disidratazione (Fig. 2, Curve D, E) costruite con i dati riferiti non è possibile procedere ad una distinzione nell'ufficio che l'acqua compie nella heulandite. La curva D presenta, veramente, un « Knick » abbastanza netto, ma la semplice considerazione che questo Knick verrebbe a scomparire o corrisponderebbe ad un'altra temperatura e ad un'altra quantità di acqua emessa, qualora le condizioni sperimentali fossero state diverse, ne dimostra in modo esauriente il carattere puramente accidentale e la nessuna analogia con i « Knick » delle curve di disidratazione degli idrati.

Le differenze considerevoli che si hanno per l'acqua svolta ad una data temperatura a seconda della tensione del vapor d'acqua dell'ambiente nel quale si eseguisce la disidratazione dimostrano senz'altro l'impossibilità di distinguere diversi idrati definiti nella heulandite parzialmente disidratata, perchè è chiaro che una composizione corrispondente a quella di un idrato definito si otterrà non ad una temperatura fissa ed invariabile, ma, entro certi limiti, ad una temperatura, invece, dipendente dalla volontà dello sperimentatore. Così, perchè la heulandite del Teigarhorn contenga esattamente $3H_2O$ è necessario che subisca una perdita di peso uguale a 8.50 %. Ma, operando in corrente d'aria disseccata, questa quantità di

acqua viene emessa a 180°, mentre è necessario spingere il riscaldamento a 230° circa se si adopera l'aria umida.

Le osservazioni fatte valgono anche, naturalmente, per confermare la impossibilità di considerare una parte dell'acqua come di costituzione.

La heulandite riscaldata al disotto del punto di fusione può riprendere l'acqua emessa? Una serie di successive disidratazioni parziali e la durata del riscaldamento influiscono sulle proprietà assorbenti?

Dalle esperienze di Damour risultava che le zeoliti, riscaldate al disopra di una certa temperatura variabile da specie a specie, non possono riassorbire che tutt'al più una parte dell'acqua emessa. Secondo Friedel, invece, essa viene riacquistata tutta, purchè il minerale non sia stato fuso.

Come vedremo in seguito, il riassorbimento dell'acqua eliminata ha una grande importanza nella interpretazione della costituzione delle zeoliti, ed era, perciò, assai interessante stabilire con esattezza come in realtà andassero le cose. Le numerose esperienze eseguite sulla heulandite ed estesamente pubblicate nelle mie *Ricerche su alcune zeoliti* hanno dimostrato che nella heulandite al disopra di 245° il potere assorbente diminuisce fortemente e si annulla del tutto non solo prima della fusione del minerale, ma prima ancora di giungere alla disidratazione completa.

Reputo inutile riportare qui quanto da me è stato già stampato in proposito, solo aggiungerò che la heulandite completamente disidratata al disotto del suo punto di fusione non riassorbe nulla nemmeno se la si lascia immersa nell'acqua per un certo tempo. Infatti, della polvere di heulandite riscaldata a 700° è stata tenuta per cinque giorni entro l'acqua, poi si è raccolta su un filtro e si è messa ad asciugare all'aria. Una volta secca all'aria è stata calcinata e si è trovata una perdita di peso uguale a 0.11 %. Non aveva, dunque, ripreso nulla.

Le ricerche da me eseguite hanno anche posto in chiaro l'influenza grandissima che esercitano sulle proprietà assorbenti della heulandite una serie di disidratazioni parziali successive e la durata del riscaldamento, quando si opera ad una temperatura piuttosto elevata. Le esperienze che hanno condotto a questi risultati sono state già da me fatte conoscere nelle *Ricerche su alcune zeoliti* (pg. 361-364).

Un fatto interessante è che le proprietà assorbenti della heulandite non variano con continuità man mano che cresce la quantità di acqua eliminata, ma, al contrario, presentano delle modificazioni molto brusche come risulta dalla seguente tabella, la quale mostra che la heulandite riscaldata a varie temperature in corrente di aria umida presenta, dopo 15 ore di esposizione all'aria satura di umidità, le seguenti differenze dal peso primitivo:

+ 0.89 %	nella heulandite	scaldata	a	104°-106°
+ 0.10	»	»	»	242
— 4.02	»	»	»	298
— 12.62	»	»	»	369
— 13.94	»	»	»	419-421
— 14.25	»	»	»	480-484

(Fig. 3, Curva B)

È evidente che le rapide variazioni delle proprietà assorbenti della heulandite

non sono in relazione con la quantità di acqua sfuggita dal minerale. Infatti, a 298°, in aria umida, la heulandite perde 12.40 % d'acqua ed in 15 ore ne riassorbe 8.38 %: a 369° l'acqua eliminata è in quantità poco maggiore (13.92 %) e pure il riassorbimento nello stesso tempo è di appena 1 30 %.

L' acqua ripresa dalla heulandite parzialmente disidratata si trova nelle condizioni dell'acqua originaria?

Questo problema fu già da me ampiamente trattato nelle mie *Ulteriori ricerche sulle zeoliti* pg. 112 119, e risolto nel senso che, almeno quando il riscaldamento è avvenuto a temperatura non inferiore a 242°, l'acqua riassorbita è legata più debolmente di quel che lo fosse originariamente.

Altre esperienze da me eseguite sull'azione che esercita l'acido cloridrico sulla heulandite naturale e su quella che ha riassorbito l'acqua emessa a temperatura non inferiore a 242° hanno pure confermato che, ad onta del seguito riassorbimento dell'acqua sfuggita, non si ha esattamente ritorno alle condizioni primitive.

Gr. 1.3246 di heulandite riscaldati per tre ore a 298° in corrente d'aria umida, tenuti per 13 giorni sull'acqua sotto una campana riacquistarono il peso primitivo. Si misero allora in una capsula di porcellana con 50 cc. di una soluzione di acido cloridrico contenente gr. 0.0929 di HCl per centimetro cubico. In una capsula identica furono messi gr. 1.3249 di heulandite naturale, e furono parimenti trattati con 50 cc. dell'acido cloridrico suddetto. Dopo mezz'ora si agitò nelle due capsule allo stesso modo e dopo altri dieci minuti si raccolse sul filtro la parte rimasta indisciolta, che si lavò con acqua fredda fino a non ottenere più, nelle acque di lavaggio, la reazione dei cloruri con nitrato di argento. La porzione insolubile rimasta sul filtro fu calcinata fino a peso costante. Si ottenne un residuo di gr. 1.0554 dalla heulandite naturale e di gr. 1.0831 da quella che aveva riassorbito l'acqua emessa. Si ha, perciò, tra le due esperienze, una differenza di gr. 0.0277 = 2.1 % del minerale impiegato.

Un fatto assai singolare è che quando ho agitato nelle due capsule con una bacchetta di vetro, in quella contenente la heulandite naturale intesi il rumore caratteristico che fanno i silicati inattaccati quando si strofinano contro le pareti del vaso che li contiene: nella capsula contenente la heulandite che aveva subito la disidratazione parziale e riassorbito l'acqua emessa questo rumore mancò del tutto.

Il modo col quale si toglie alla heulandite una data quantità di acqua influisce sulle proprietà ottiche del minerale?

Nelle mie « *Ricerche su alcune zeoliti* » pg. 365-369 io ho dimostrato, con diverse esperienze, che, togliendo a laminette di heulandite sensibilmente la stessa quantità di acqua per azione dell'acido solforico concentrato a pressione ridotta ovvero della temperatura di 100° le variazioni prodotte nelle proprietà ottiche della heulandite non sono identiche: differenze furono riscontrate anche nelle modalità del ritorno allo stato primitivo in seguito al riassorbimento dell'acqua sfuggita. Si è anche osservato che in ambedue i casi le laminette di heulandite si fessurano, ma molto di più quando sono state esposte all'azione disidratante dell'acido solforico a pressione ridotta.

I risultati ottenuti sono stati da me confermati con esperienze, che ora esporrò, e che hanno dimostrato che le proprietà ottiche della heulandite vengono modificate anche per semplice azione della pressione ridotta, senza alcuna perdita d'acqua. Io ho tenuto delle laminette di heulandite alla pressione di pochi centimetri di mercurio per 24 ore sull'acqua, dopo essermi accertato che in queste condizioni le laminette non subiscono variazioni sensibili di peso, e che, adoperando, invece, della heulandite in polvere si ha un assorbimento notevole d'acqua.

Riferirò, qui, i risultati ottenuti in tre laminette di sfaldatura, prese sempre nell'interno del cristallo.

Lamina 1. Quando lo spigolo [010:001] coincide con la sezione principale dell'analizzatore, si ha, a nicol incrociati, la divisione in settori quale risulta dalla Fig. 4 A. Il settore I appare estinto, in III l'estinzione avviene a 10° dallo spigolo [010:001]: II e IV hanno estinzione ondulosa e sfumata. Dopo 24 ore di azione del vuoto sull'acqua si nota che II non ha più estinzione sfumata ma netta e parallela allo spigolo [010:$\bar{1}$01].

Lamina 2. Nella stessa posizione della precedente mostra la divisione in settori riprodotta dalla Fig. 4 B. Il settore I è estinto; in III la estinzione avviene a 14° da [010:001]: II ha estinzione netta a 10° dallo spigolo [010:$\bar{1}$01]: IV e V estinzioni molto sfumate, irregolari. Tenuta 24 ore sull'acqua a pressione ridotta, questa lamina presenta considerevoli differenze dallo stato primitivo. I non è più estinto: fra I, V e III non vi è più estinzione netta, ma una serie di estinzione ondulose e confuse: II presenta estinzione parallela rispetto allo spigolo [010:$\bar{1}$01].

Lamina 3. Nella posizione delle due precedenti lascia scorgere la divisione in settori rappresentata dalla Fig. 4 C, I è estinto, in III la estinzione avviene a 7° circa dallo spigolo [010:001], in II a 8° da [010:$\bar{1}$01]: IV ha estinzione sfumata. Anche in questa lamina, dopo l'azione della pressione ridotta, si osserva che il settore II presenta estinzione parallela.

È evidente, dunque, che, benchè dalle laminette studiate non sia sfuggita acqua, almeno in quantità sensibile, pure nelle proprietà ottiche si hanno delle modificazioni non trascurabili.

Gli studî eseguiti sulla heulandite hanno condotto a risultati dai quali è possibile trarre, a mio avviso, delle conclusioni fondate sulla natura di questo minerale e delle zeoliti in genere.

Non è certo il caso di parlare ancora, a meno di tornare indietro sulla via delle nostre conoscenze, di una suddivisione dell'acqua totale della heulandite in acqua di « cristallizzazione » e acqua di costituzione.

Così pure che la heulandite e le zeoliti in genere non sieno idrati risulta in modo così chiaro dalle esperienze di Tammann, di Friedel, di Rinne e dalle mie e dalla discussione da me fatta in proposito nelle *Ricerche su alcune zeoliti*, che mi sembrerebbe proprio una perdita di tempo insistere ulteriormente su questa ipotesi. Anche nel presente lavoro a pg. 102 e 103 si è accennato a differenze essenziali tra il comportamento della heulandite e quello degli idrati.

Il problema resta, così, posto nei seguenti termini: la heulandite è da considerarsi come una soluzione solida o come un composto di assorbimento?

La questione non è semplice, perchè tra le soluzioni solide ed i composti di assorbimento si hanno profonde somiglianze, aumentate ora che l'assorbimento non si considera più come una pura e semplice azione dell'energia superficiale, ma, secondo le opinioni attualmente prevalenti, alla condensazione superficiale si unisce anche la formazione di soluzioni solide. E se H. Freundlich [1]) ritiene che queste ultime, per lo più, hanno un'importanza solo secondaria, O. Ch. M. Davis [2]) ha di recente dimostrato che nell'assorbimento dello iodio da parte del carbone il loro ufficio è lungi dall'esser trascurabile, mentre Morris W. Travers [3]) inclina a considerare il fenomeno dell'assorbimento come la formazione di una soluzione solida modificata da processi superficiali, e W. C. M. Lewis [4]) ha trovato, appunto, che i risultati sperimentali non ubbidiscono alla teoria di Gibbs, secondo la quale la concentrazione superficiale sarebbe la causa dell'assorbimento.

Venendo al nostro caso speciale, si vede subito, infatti, che le zeoliti possono, per molte delle loro proprietà, essere considerate sia come soluzioni solide, sia come composti di assorbimento. Quanto è stato rimarcato sulla curva di disidratazione di questi minerali, sulla influenza che esercita la concentrazione della fase gassosa sulla disidratazione stessa, il fatto che alcune zeoliti presentano una composizione esprimibile mediante un silicato unito a quantità variabile di acqua, corrisponde a quanto si osserva tanto nelle soluzioni solide, quanto nei composti di assorbimento, come risulta, per questi ultimi, dai classici lavori di van Bemmelen [5]).

La ragione più forte per la quale da molti le zeoliti vengono considerate come soluzioni solide risiede nelle osservazioni di Mallard, Klein, Rinne ecc. sulle variazioni *continue* delle proprietà ottiche della heulandite e di altre zeoliti durante la disidratazione. Da ciò se ne è dedotta anche la *variazione continua* di altre proprietà fisiche man mano che aumenta la quantità di acqua eliminata, e si è perfino concluso da J. Traube [6]) che « lässt sich aus gewissen Zeolithen das Wasser in beliebigen Mengen verdampfen unter stetiger Verminderung des Dampfdruckes, ohne dass jene Silikate ihre physikalische Beschaffenheit und ihr Aussehen ändern ». Ora, ciò è del tutto inesatto: per quanta cura si abbia nel riscaldamento, anche a temperatura relativamente bassa non solo la heulandite, ma tutte le zeoliti si fessurano ed a temperatura più elevata diventano opache: in un minerale affine alle zeoliti, la okenite, basta togliere, secondo Tammann, una quantità anche piccola d'acqua per renderne i cristalli opachi.

Che dalla variazione continua delle proprietà ottiche ne segua quella, pure

[1]) *Ueber die Adsorption in Lösungen.* Zeitsch. für phys. Chemie 1906, LVII, 385.

[2]) Chem. Zentralblatt, 1908, I, 90.

[3]) *Ueber Adsorption und Okklusion. Die Natur der sogenannten festen Phase.* Zeitsch. für phys. Chemie 1907, LXI, 241.

[4]) Chemisches Centralbl. 1908, I, 1660.

[5]) *Die Absorption.* Numerose Memorie stampate nella Zeitsch. für anorg. Chemie a partire dal vol. XIII (1897).

[6]) *Grundriss der physikalischen Chemie.* 1904, pg. 221.

continua, delle altre proprietà fisiche è cosa tutt' altro che assiomatica e sicura, tanto è vero che le mie esperienze hanno dimostrato che la velocità di assorbimento del vapor d' acqua da parte della heulandite parzialmente disidratata presenta variazioni brusche, non dipendenti soltanto dalla quantita dell' acqua svolta. Un tale fatto, stabilito con tutta certezza, è in disaccordo completo con l' ipotesi che le zeoliti sieno soluzioni solide, poichè in questo caso dovrebbero aversi anche nella velocità di assorbimento delle modificazioni continue, molto meno brusche di quelle constatate nella heulandite.

Quanto si osserva in quest'ultimo minerale trova una perfetta analogia in molte proprietà degli idrogeli, così profondamente studiati da van Bemmelen in quella serie di geniali e, nello stesso tempo, pazienti lavori, che, come giustamente ha scritto Jordis [1]), costituiscono una miniera inesauribile di dottrina e di incitamento ad ulteriori studî. Il van Bemmelen ha dimostrato che agli idrogeli spetta una struttura alveolare o micellare (altrettanto ha detto recentemente P. Rohland [2]): se noi ammettiamo che una struttura simile abbia la heulandite, allora noi possiamo renderci conto nel modo il più facile delle variazioni brusche nella velocità di riassorbimento e nel potere assorbente stesso, variazioni entro certi limiti quasi indipendenti dalla quantità di acqua eliminata, e dipendenti, invece, dalla temperatura e dalla durata del riscaldamento [3]). Infatti, il meccanismo della ripresa dell'acqua da parte di un idrogelo più o meno disidratato, consiste, come lo ha descritto magistralmente il van Bemmelen, nell'assorbimento di acqua da parte delle pareti e nel riempimento con acqua, degli spazi micellari rimasti vuoti in seguito alla disidratazione. La temperatura elevata agisce in modo tale sulle pareti, che il loro potere assorbente diminuisce e poi si annulla, dimodochè il gelo non può riprendere altra acqua che quella che riempie gli spazi vuoti, finchè esistono. Altrettanto avviene nella heulandite. Fino a temperature poco superiori a 200° l'azione del calore sulle pareti e sugli spazî vuoti è molto debole, e così la heulandite è in grado di riassorbire sempre tanta acqua in 15 ore da ritrovarsi in condizioni poco diverse: se la temperatura s' innalza ancora, il potere assorbente delle pareti viene fortemente diminuito prima e poi annullato, e con grande lentezza si riempiono gli spazî vuoti rimasti, il cui numero va pure diminuendo, mano mano che la temperatura diventa più alta o l'azione del calore dura più a lungo. È chiaro, così, come mai la heulandite riscaldata ad una stessa temperatura ma per tempo diverso presenti un assorbimento differente. Ciò dipende dal fatto che, prolungando il riscaldamento, il volume del minerale viene a diminuire. Friedel ha già osservato che l'analcime perdendo acqua si contrae e che, quando è completamente disidratato ha una densità di circa 2.141 che sale, prolungando il riscaldamento fino a temperatura elevata, a 2.437. Io ho trovato che la contrazione presentata dalla heulandite solo parzialmente disidratata è assai diversa a seconda del tempo durante il quale si è esercitata l' azione

---

[1]) *Ueber kolloidale Kieselsäure.* Zeitsch. f. Chemie und Industrie der Kolloide 1906, I, Heft 4.

[2]) *Ueber die Adsorptionsfähigkeit der Hydrate des Siliciums, Alumiuns, Eisens.* Zeitsch. f. anorg. Chemie 1907, LVI, 46.

[3]) Queste variazioni si osservano anche nella silice gelatinosa, come risulta dalle mie *Ulteriori ricerche sulle zeoliti* pg. 21-23.

del calore. Una laminetta di sfaldatura di heulandite fu riscaldata a 340° senza corrente d'aria. Per il peso specifico della laminetta si ebbero i seguenti valori:

Dopo 1 ora di riscaldamento		2.225
2 $^1/_2$ ore	»	2.220
5 $^1/_2$ »	»	2.242
13 »	»	2.255

La laminetta era lunga 2 $^1/_2$ mm. larga $^3/_4$ mm. e lo spessore era di $^1/_8$ mm. La determinazione del peso specifico fu eseguita col metodo della sospensione, mediante il tetrabromuro di acetilene diluito col toluolo. Tenni conto, naturalmente, di quanto ha osservato Friedel nella determinazione del peso specifico dell'analcime parzialmente disidratato per ottenere valori il più possibile esatti.

Anche negli idrogeli si ha aumento del peso specifico prolungando il riscaldamento ad una data temperatura, come risulta dalle ricerche del van Bemmelen.

Ciò che si è detto serve ancora a spiegare come mai se la temperatura alla quale si è eseguita la disidratazione parziale è piuttosto elevata, l'acqua riassorbita si trovi in condizioni diverse che nel minerale naturale che non ha subito alcun trattamento, e come le differenze dallo stato primitivo crescano rapidamente con la temperatura. Il riscaldamento a temperatura relativamente alta modifica, infatti, non soltanto il potere assorbente delle pareti delle micelle, ma determina anche una diminuzione di volume. Il riassorbimento è ancora possibile, ma, anche ritornando al peso primitivo, il minerale non riavrà più esattamente il suo volume originario, data la non perfetta elasticità delle pareti. Questa contrazione ci dà anche ragione del fatto che la heulandite che ha ripreso la sua acqua viene attaccata dall'acido cloridrico con velocità minore della heulandite naturale. Ciò accade perchè nella prima le particelle costituenti sono più avvicinate ed oppongono una maggiore resistenza alla loro separazione.

A variazioni di volume va pure, probabilmente, ascritta l'influenza che esercita il modo col quale si toglie alla heulandite una data quantità di acqua sulle variazioni delle proprietà ottiche.

L'analogia tra le proprietà della heulandite e delle zeoliti in genere e quelle degli idrogeli non si limita a quanto finora si è detto. Friedel ha scoperto che all'acqua delle zeoliti possono essere sostituite le sostanze le più diverse, e Rinne ha preparato la cabasite con solfuro di carbonio, anidride carbonica, alcool ecc. di « cristallizzazione ». Altrettanto accade negli idrogeli, come risulta già dalle antiche esperienze di Graham, confermate dal van Bemmelen. Un'altra sostanza che è da ritenersi come un idrogelo naturale, il tabascir, ha la proprietà di assorbire fortemente delle sostanze dalle loro soluzioni, ed appunto di questa proprietà si è servito F. Cohn per preparare artificialmente col tabascir l'opale, l'idrofane, l'agata, ecc.

Friedel ha osservato per il primo che alcune zeoliti hanno la proprietà di assorbire, quando sono state parzialmente disidratate, dell'aria in quantità, talvolta, considerevoli. Altrettanto accade nel tabascir, secondo Cohn, e nella silice gelatinosa, nella quale il fenomeno fu studiato profondamente dal van Bemmelen. Anche nella heulandite ed in tutte le altre zeoliti da me studiate si osserva l'assorbimento dell'aria, così poco notevole, per altro, da non influire in modo troppo sensibile

sulla determinazione dell'acqua emessa ad una data temperatura in base alla semplice perdita di peso subita dal minerale. Questo assorbimento è assai forte, secondo Friedel, nella cabasite: avendo io riscontrato altrettanto nella facolite e nella gmelinite è da credersi che si tratti di una proprietà caratteristica di tutto il gruppo cabasite. Nella silice gelatinosa l'assorbimento dell'aria comincia dopo la eliminazione di una data quantità di acqua: altrettanto accade, secondo le mie esperienze, nella facolite in bellissimi cristalli trasparenti di Richmond. L'acqua totale della facolite di Richmond è 21.76 %, tuttavia quando la perdita di peso ha raggiunto 19.05-19.50 % non aumenta più, purchè la temperatura di riscaldamento sia inferiore al rosso vivo.

Ammettere per le zeoliti una struttura alveolare analoga a quella degli idrogeli corrisponde, dunque, nel modo migliore alle nostre conoscenze su questi minerali, e ci permette di renderci conto di molti fatti. Così, per esempio, restano spiegate con una tale ipotesi sulla struttura delle zeoliti le grandi discrepanze tra i risultati ottenuti da diversi studiosi nella disidratazione di una stessa zeolite: bastano, infatti, differenze minime nelle condizioni di formazione (temperatura, concentrazione e natura della soluzione dalla quale la zeolite si separa) per determinare differenze sensibili nella struttura e dare alle pareti del reticolato proprietà assorbenti disuguali. È proprio ciò che accade negli idrogeli, nei quali la disidratazione ed il riassorbimento dell'acqua procedono in modo molto diverso a seconda delle condizioni di formazione. Così pure, alcune zeoliti presentano certe oscillazioni nella loro composizione, da far quasi pensare alla impossibilità di applicare ad esse la legge delle proporzioni definite che regola i composti chimici ben caratterizzati. Supponendo nelle zeoliti una struttura simile a quella degli idrogeli, anche questa incostanza di composizione viene spiegata, perchè si avrebbe niente altro che il fatto, tanto comune, del resto, di un composto che nel separarsi dalla soluzione assorbe una parte delle sostanze in essa esistenti. E si spiega ancora come mai non in tutte le località e magari non in tutte le geodi zeolitiche di una massa eruttiva la quantità di queste sostanze assorbite sia la stessa, poichè essa deve dipendere dalla concentrazione della soluzione dalla quale si è originata la zeolite.

Già nel 1905 non mi sembrava insormontabile ostacolo all'accettare per le zeoliti una struttura analoga a quella degli idrogeli il fatto che questi sono ritenuti tipicamente « amorfi », mentre le zeoliti sono cristallizzate. E notavo allora che tra geli e cristalli non esiste forse quella distinzione netta che supponeva Tammann [1]) quando identificava lo stato solido con lo stato cristallino, poichè, mentre van Bemmelen [2]) già da tempo aveva dimostrato che i corpi colloidi possono diventare cristallini e viceversa, è andato sempre aumentando, in questi ultimi anni, il numero di coloro che ammettono l'esistenza di stati intermedî tra i colloidi e le sostanze cristalline. Così nel 1901 J. H. Gladstone e W. Hibbert [3]) ritennero di aver osservato passaggi tra gli idrogeli e gli idrati metallici cristallini, nel 1905 in una importante Memoria teorica J. Billitzer [4]) sosteneva l'esistenza di detti stadî intermedî, ai

[1]) *Ueber die Grenze des festen Zustandes.* Wied. Ann. 1897, LXII, 280.

[2]) *Transformation des colloïdes en substances cristallines.* Recueil Travaux chim. des Pays-Bas et de la Belgique 1888, VII, 63.

[3]) Recensione Zeitsch. f. Kryst. 1903, XXXVII, 294.

[4]) *Theorie der Kolloide II.* Zeitsch. phys. Chemie 1905, LI, 129.

quali, per non citare altri, il Kuriloff [1]) ancor più recentemente dedicava un intiero lavoro del più alto interesse. Ed ora P. P. von Veimarn [2]) con esperienze e geniali induzioni apre alla nostra mente nuovi orizzonti, col tentativo di dimostrare che lo stato intimo della materia è uno solo: il cristallino, e che le sostanze amorfe (compresi gli idrogeli) non sono che ultra o più che ultra microscopicamente cristalline.

Ma un'obbiezione si può muovere alla conclusione che alle zeoliti spetta una struttura analoga a quella degli idrogeli, ed è che soltanto sulla heulandite sono state eseguite esperienze tali da togliere, nello stato attuale delle nostre conoscenze, ogni dubbio sulla giustezza della conclusione [3]).

È però che in quelle zeoliti che ho potuto procurarmi io ho eseguito poche esperienze tendenti a confermare sopratutto un fatto: il cambiamento rapido delle proprietà assorbenti, dipendente assai spesso oltre che dalla quantità dell'acqua emessa, dalla temperatura impiegata nel riscaldamento. E nelle pagine che seguono vedremo i risultati ottenuti [4]).

Desmina

In un primo lavoro, Rinne [5]) ritenne che l'acqua della desmina fosse di cristallizzazione e che, disidratando il minerale si ottenessero parecchi idrati definiti: in seguito [6]), riconobbe, però, implicitamente l'inesistenza di tutti questi idrati, avendo affermato che l'acqua si trova nella desmina allo stato di soluzione solida. Manasse [7]), che si occupò della desmina dell'Isola d'Elba, considerò l'acqua emessa al disotto di 250° come di cristallizzazione e la restante, invece, come di costituzione. Clarke e Schneider [8]) che studiarono la desmina di Wassons Bluff, Nova Scotia, furono di avviso che tutta l'acqua sia « zeolitica » (nel senso di Friedel).

Per le mie ricerche ho adoperato della desmina bellissima del Teigarhorn. La

---

[1]) *O perechodě ot kristalličeskich k kolloidalĭnym tělam.* Journ. de la soc. phys. chim. russe 1906, XXXVIII, 820.

[2]) *Kristalličeskoe soctojanie-vnutrennee svojstvo materii.* Journ. de la soc. phys. chim. russe 1908, XL, 27.

[3]) Non è del tutto privo d'interesse il ricordare che molti anni fa il Renevier (*Découverte d'un silicate gélatineux naturel.* Bull. Soc. vand. sc. nat. 1879, XVI, N. 81) ha descritto un silicato gelatinoso, avente, secondo l'analisi di Bischoff, una composizione prossima a quella della cabasite, e che fu appunto considerato come « une Chabasie en vie de formation ».

[4]) Dato lo scopo speciale delle mie ricerche ho creduto opportuno, per brevità, omettere i dati numerici ottenuti da altri studiosi nelle diverse zeoliti che passo ad esaminare, e che, per lo più, non portano alcuna luce sulla questione che ci interessa. Devo anche notare che in tutte le zeoliti esaminate ciascuna determinazione è stata eseguita su una porzione diversa di sostanza.

[5]) *Physikalisch-chemische Untersuchungen am Desmin.* Neues Jahrb. f. Min. Geol. u. s. w. 1897, I, 41.

[6]) *Beitrag zur Kenntniss der Natur des Krystallwassers.* Ibidem 1899, I, 1.

[7]) *Stilbite e foresite del granito elbano.* Memorie Soc. Tosc. di Scienze Nat. in Pisa 1900, XVII, 203.

[8]) *The action of ammonium chloride upon silicates.* Bull. of the U. S. Geol. Survey 1902, No. 207, pg. 29.

disidratazione in corrente di aria umida e di aria disseccata dette i risultati seguenti:

T	Acqua emessa (Aria secca)	T	Acqua emessa (Aria umida)
112°	7.88 %	118°	3.71 %
175	11.51	172-174	9.69
210	13.56	215	12.59
265	14.68	260	13.85
325-330	15.66	310	14.65
385	15.97	380	15.75
440	17.56		

Lacqua totale ammonta a 18.61 %.

Queste esperienze dimostrano che la tensione del vapor d'acqua dell'ambiente esercita un'influenza fortissima sulla disidratazione della desmina a temperature piuttosto basse, mentre tende, invece, come nella heulandite, ad annullarsi a temperatura elevata. A 112° la differenza fra l'acqua emessa in corrente di aria non del tutto secca, come quella da me adoperata, e l'acqua sfuggita in corrente di aria umida supera il 4 %! La desmina è, quindi, più adatta della heulandite stessa, per persuadere coloro che ne hanno ancora bisogno, che la quantità di acqua che le zeoliti perdono ad una data temperatura non può avere alcuna relazione semplice con l'acqua totale del minerale, sicchè non è possibile parlare nella disidratazione della desmina della formazione di idrati definiti.

Le due curve di disidratazione costruite coi dati sopra riportati (Fig. 2, Curve A (aria secca) e B (aria umida)) hanno un andamento regolarissimo e non presentano alcuna brusca inflessione. La desmina nella disidratazione a temperatura crescente conferma pienamente quanto è stato osservato nella heulandite, non solo, ma i fenomeni sono in questo minerale ancora più netti e decisi.

Vediamo ora come la desmina si comporta nel riassorbimento dell'acqua perduta. Io ho trovato per la differenza dal peso primitivo dopo 15 ore di esposizione all'aria satura di umidità:

+ 0.23 %	nella	desmina	riscaldata a	112°	in corrente	di aria secca
+ 0.05	»	»	»	175	»	»
— 1.02	»	»	»	210	»	»
— 2.50	»	»	»	265	»	»
— 3.04	»	»	»	325-330	»	»
— 3.35	»	»	»	385	»	»
— 17.33	»	»	»	440	»	»

(Fig. 3, Curva H).

Dall'altra serie di esperienze eseguite in corrente di aria umida si ebbero invece per le differenze dal peso primitivo (ugualmente dopo 15 ore di permanenza sull'acqua) i seguenti valori:

+ 0.19 %	nella	desmina	riscaldata a	118°
0.00	»	»	»	172-174
— 1.38	»	»	»	215
— 2.52	»	»	»	260
— 2.90	»	»	»	310
— 3.78	»	»	»	380

Le differenze dal peso primitivo costituiscono (Fig. 3, Curva H) per un tratto abbastanza ampio una curva continua: si ha, poi, un breve intervallo nel quale aumentano con grande lentezza, finchè, con un brusco salto, si giunge all'annullamento completo delle proprietà assorbenti del minerale. Anche nella desmina risulta assai bene che non è la sola uscita di una determinata quantità d'acqua che produce le variazioni nel riassorbimento. Ed infatti, la desmina riscaldata a 210° in corrente di aria secca subisce sensibilmente la stessa perdita di peso della desmina parzialmente disidratata a 260° in corrente di aria umida: eppure la differenza dal peso primitivo è, nei due casi, di — 1.02 % e — 2.52 % rispettivamente. Così pure la desmina riscaldata a 385° in aria secca riacquista, in 15 ore di esposizione all'aria satura di umidità, una gran parte dell'acqua emessa (12.62 %): la desmina riscaldata a 440° e che ha subito una perdita di peso superiore a quella del minerale tenuto a 385° soltanto di 1.59 %, non riassorbe che 0.26 %! L'influenza della temperatura alla quale è avvenuto il riscaldamento sulle proprietà assorbenti non potrebbe essere più evidente, nè l'accordo con quanto si è osservato nella heulandite più soddisfacente.

Phillipsite

Le classiche ricerche già citate di Th. W. Fresenius hanno stabilito la grande analogia che passa fra la phillipsite e la desmina e posto abbastanza in chiaro le proprietà dell'acqua della phillipsite.

Per le mie esperienze ho adoperato della phillipsite di un blocco rigettato durante l'ultima grande eruzione vesuviana dell'aprile 1906. La composizione chimica di questa phillipsite è stata determinata, sotto la mia guida, dal dott. E. Barone, il quale, come media di due analisi concordanti, ha ottenuto i risultati seguenti:

		Rapporti molecolari		
SiO_2	43.22		0.716	2.96
Al_2O_3	24.69		0.242	1
CaO	10.14	0.181		
Na_2O	2.44	0.039	0.249	1.03
K_2O	2.72	0.029		
H_2O	16.91 [1]		0.938	3.88
	100.12			

La composizione della phillipsite analizzata del Monte Somma è, perciò, esprimibile con la formula

$$(Ca, Na_2, K_2)Al_2Si_3O_{10} . 3,88\,H_2O.$$

La disidratazione in corrente di aria umida procede, secondo le mie esperienze, nel modo seguente:

T	Acqua emessa
115°	2.90 %
175	8.95
215	10.96
250	12.40
275	13.45
320	14.66
360	15.09

[1]) L'acqua è stata determinata da me.

La curva di disidratazione costruita con questi dati (Fig. 2, Curva C) è una delle più regolari che io abbia ottenuto nelle mie ricerche sulle zeoliti, ed è un esempio bellissimo di curva continua di disidratazione.

La ripresa dell'acqua da parte della phillipsite studiata parzialmente disidratata avviene in modo, che, dopo 15 ore di esposizione all'aria satura di umidità, si hanno le seguenti differenze dal peso primitivo:

+ 0.48 %	nella	phillipsite	riscaldata a	115°
+ 0.51	»	»	»	175
+ 0.56	»	»	»	215
0.00	»	»	»	250
— 9.77	»	»	»	275
— 13.90	»	»	»	320
— 14.52	»	»	»	360

(Fig. 3, Curva A).

Anche la phillipsite presenta, dunque, una variazione rapidissima delle sue proprietà assorbenti. Se la disidratazione parziale è avvenuta a 250°, il minerale, tenuto 15 ore sull'acqua, riacquista il peso primitivo; se il riscaldamento è stato eseguito, invece, a 275°, benchè la perdita d'acqua superi soltanto di 1.05 % quella osservata a 250°, pure il riassorbimento diventa così lento, che dopo le solite 15 ore, si arriva ad un peso che differisce di quasi il 10 % dal primitivo. Abbiamo, così, nella phillipsite, come nelle altre zeoliti di cui finora si è trattato, che la rapida diminuzione della velocità di assorbimento non dipende solo dalla quantità di acqua uscita dal minerale, sicchè, quantunque nella phillipsite questa diminuzione avvenga in un intervallo assai ristretto di temperatura, pure non può corrispondere alla formazione di un idrato definito del silicato $(Ca, Na_2, K_2) Al_2Si_3O_{10}$. Ed è anche da notarsi che la temperatura alla quale avviene il cambiamento nelle proprietà assorbenti non coincide nemmeno con quella alla quale i cristalli di phillipsite cominciano a diventare torbidi, temperatura che, secondo Fresenius, è di circa 150° per tutte le phillipsiti da lui esaminate, e, perciò, di 125° inferiore a quella che, nelle mie condizioni sperimentali, rappresenta la variazione brusca delle proprietà assorbenti.

Epistilbite

Jannasch [1]), che ha eseguito importanti ricerche sul minerale, considerò come acqua di cristallizzazione quella emessa fino a 350°: il resto fu ritenuto di costituzione. Questa distinzione non è, per altro, ben fondata. Dai dati di Jannasch risulta, infatti, che la curva di disidratazione è continua fino a circa 250°: al disopra di questa temperatura si ha un forte rallentamento nella uscita dell'acqua. Come limite per l'« acqua di cristallizzazione » dovrebbe, perciò, prendersi 250°, la temperatura, cioè, alla quale si ha un cambiamento nella curva di disidratazione. Così facendo, però, per l'acqua basica non resterebbe, come arbitrariamente fissa Jannasch, 2.99 %, ma, invece, circa 4.50 %, il che porterebbe, naturalmente, ad una formula per l'epistilbite ben diversa da quella data da Jannasch.

Se alcuni studiosi hanno accettato, senza la minima discussione, le conclusioni

[1]) Cfr. nota (1) a pg. 90.

del tutto arbitrarie di Jannasch, altri, come Rinne [1]), Clarke [2]) ecc. ritennero che l'epistilbite non contenesse che « acqua di cristallizzazione ».

Le grandi somiglianze, poste in luce specialmente da Rinne (l. cit.), tra epistilbite ed heulandite, lasciano prevedere che l'acqua della epistilbite deve possedere proprietà analoghe a quelle nella heulandite.

Questa previsione è stata completamente confermata da esperienze istituite sulla epistilbite del Teigarhorn in Islanda.

Per la disidratazione a temperatura crescente in corrente d'aria umida si ottennero i seguenti risultati:

T	Acqua emessa
120°	2.96 °/₀
172	4.70
210	7.31
248	10.33
308	12.69
375-380	13.27
450-460	14.09

L'acqua totale ammontava a 15.11 °/₀.

Se noi confrontiamo la curva di disidratazione costruita con questi dati (Fig. 3, Curva F), con quella della heulandite riscaldata in aria umida, noi vediamo che le due curve presentano lo stesso andamento generale, anzi nell'epistilbite il flesso è assai più dolce che nella heulandite, dimodochè sarebbe del tutto arbitrario il riferire una parte della curva ad acqua di « cristallizzazione » ed il resto ad acqua « basica », poichè il cambiamento di direzione nella curva di disidratazione della epistilbite non corrisponde nè ad una quantità determinata di acqua, nè ad una temperatura ben stabilita. Operando nelle condizioni di Jannasch, il punto di inflessione della curva si ottiene, abbastanza netto, tra 250° e 260°, quando il minerale non ha perduto ancora 11 °/₀ d'acqua: con la mia disposizione sperimentale, invece, si ottiene una inflessione assai meno netta e difficilmente caratterizzabile con esattezza, che corrisponde ad una temperatura di circa 390° ed all'uscita di circa 12.50 °/₀ d'acqua. E se nelle mie esperienze io avessi adoperato aria disseccata invece d'aria umida, senza dubbio si sarebbero ottenuti dei valori ancora diversi.

Questi risultati dimostrano con certezza che l'acqua della epistilbite non è nè di cristallizzazione, nè di combinazione. Resta a vedere se il minerale è da considerarsi come una soluzione solida ovvero come un composto di assorbimento. La ripresa dell'acqua da parte della epistilbite parzialmente disidratata parla, come nella heulandite, a favore di quest'ultima ipotesi. Tenendo per 15 ore sull'acqua sotto una campana l'epistilbite riscaldata in corrente d'aria umida a varie temperature, si sono osservate le seguenti differenze dal peso primitivo:

+ 0.08 °/₀	se il riscaldamento	è avvenuto	a	120°
+ 0.06	»	»	»	172
+ 0.04	»	»	»	210
— 4.99	»	»	»	248
— 10.02	»	»	»	308
— 12.26	»	»	»	375-380
— 13.47	»	»	»	450-460

(Fig. 3, Curva C).

[1]) *Ueber Beziehungen zwischen den Mineralien der Heulandit-und Desmingruppe.* Neues Jahrb. f. Min. Geol. u. s. w. 1892, I, 12.

[2]) *The Constitution of the Silicates.* Bull. of the U. S. Geol. Survey 1895, No. 125.

Si ha, perciò, una variazione molto rapida delle proprietà assorbenti, che non è in relazione diretta con la quantità di acqua svolta. A 120° e a 210° l'epistilbite lascia sfuggire rispettivamente 2.96 e 7.31 % H_2O, e ad onta della differenza molto considerevole (4.35 %) nell'acqua emessa, si ha, dopo 15 ore di esposizione all'aria umida, sensibilmente la stessa minima differenza dalle condizioni primitive: a 248° l'acqua sfuggita sale a 10.33 % e la differenza dal peso originario dopo 15 ore di permanenza sull'acqua ammonta a quasi il cinque per cento, quantunque tra 210° e 248° si sia svolta una quantità d'acqua molto minore di quella uscita tra 120° e 210°. Così pure, tra 248° e 308° viene emesso 2.36 % d'acqua, mentre la variazione che si è constatata nelle proprietà assorbenti è di 5.03 %.

Natrolite

Poichè dalle ricerche di Damour e di Hersch risultava che la natrolite fino a 200° presenta una perdita di peso molto piccola, si è ritenuto generalmente che l'acqua del minerale sia tutta di costituzione. Tammann, però, nel 1898, nella sua Memoria più volte ricordata, fu di avviso che l'acqua sia allo stato di soluzione solida. Un anno dopo, Friedel [1]) trovava che la natrolite di Salesl al disotto di 250° perde la sua acqua molto lentamente, in modo, però, continuo. Verso 250° lo svolgimento dell'acqua aumenta con grande rapidità e prima di 285° il minerale è completamente disidratato. Posta allora in ambiente saturo di umidità, la natrolite riassorbe non solo l'acqua perduta ma anche il 3 % in più del suo peso primitivo. Friedel ha anche osservato che una serie di disidratazioni seguite dal riassorbimento dell'acqua modifica profondamente le proprietà della natrolite: delle vedute di Friedel in proposito ho già parlato in altro lavoro [2]). Benchè l'acqua della natrolite venga svolta in un intervallo assai ristretto di temperatura, pure Friedel ritiene che debba essere considerata come « acqua zeolitica ».

Che l'acqua della natrolite non sia di costituzione, fu accertato da Clarke e Steiger [3]) in modo assai elegante e che non permette dubbî, con la dimostrazione fornita che natrolite e scolecite per azione del cloruro d'ammonio danno lo stesso derivato ammonico $(NH_4)_2Al_2Si_3O_{10}$. Questo risultato è comprensibile e chiaro solo se si ammette che l'acqua di questi due minerali non sia di costituzione, come si scorge dal confronto delle formule

Scolecite	$Ca_2Al_2Si_3O_{10} \cdot 3H_2O$
Natrolite	$Na_2Al_2Si_3O_{10} \cdot 2H_2O$
NH_4-Natrolite	$(NH_4)_2Al_2Si_3O_{10}$.

Sopratutto interessante, per me, dati i risultati di Damour e di Friedel, appariva lo studio della ripresa dell'acqua da parte della natrolite parzialmente e completamente disidratata. Le mie esperienze sono state eseguite sulla natrolite di Salesl,

[1]) *Nouveaux essais sur les zéolithes.* Bull. de la soc. franç. de minér. 1899.
[2]) *Ulteriori ricerche sulle zeoliti*, pg. 113.
[3]) *The action of the ammonium chloride upon silicates.* Bull. of the U. S. Geol. Survey No 207. pg. 22.

che, in corrente di aria umida, subiva a temperatura crescente le seguenti perdite di peso:

T	Acqua emessa
110°	0.12 °/₀
205	0.16
240	0.25
264	0.46
278	0.81
297	1.57
324	9.41

(Fig. 2, Curva M)

Resta, così, confermato che quasi tutta l'acqua si svolge in un intervallo assai ristretto di temperatura. Secondo Friedel la maggior parte dell'acqua sfuggirebbe tra 275° e 285°, secondo me, invece, tra 300° e 324°: la differenza dipende, probabilmente, dalle diverse condizioni nelle quali, nei due casi, è stata eseguita la disidratazione. Questo comportamento della natrolite, così diverso da quello delle altre zeoliti, potrebbe far sorgere il dubbio, avuto anche dal Friedel, che nella natrolite l'acqua sia di costituzione, come è stato per lungo tempo quasi universalmente ritenuto. Ma le esperienze di Clarke e Steiger sopra ricordate da un lato, la forma della curva di disidratazione senza il minimo « Knick » dall'altro, non permette in alcun modo di dar forza a questo dubbio.

La natrolite riscaldata alle suddette temperature, dopo 15 ore di esposizione all'aria satura di umidità, presentò sempre un aumento del peso primitivo, e precisamente di

0.40 °/₀	nella	natrolite	scaldata a	110°
0.43	»	»	»	205
0.45	»	»	»	240
0.49	»	»	»	264
0.53	»	»	»	278
0.55	»	»	»	297
3.02	»	»	»	324

(Fig. 2, Curva G)

Anche nella natrolite si nota una variazione assai brusca, perfino più rapida che in molte altre zeoliti, delle proprietà assorbenti [1]), e si ha, perciò, accordo con quanto si è osservato nella heulandite ed in altri minerali del gruppo delle zeoliti. Però, mentre in tutti questi minerali man mano che s'innalza la temperatura alla quale avviene il riscaldamento la velocità di assorbimento dell'acqua diminuisce, nella natrolite accade precisamente il contrario. Non è da credere, per altro, che questo comportamento sia in contrasto con quanto si è detto e discusso, a proposito della heulandite, circa l'analogia tra le proprietà delle zeoliti e degli idrogeli perciò che si riferisce all'acqua in essi contenuta. Gli idrogeli, infatti, per quanto dotati di proprietà fondamentali uguali, non si comportano tutti allo stesso modo, e così, per esempio, come ha osservato il van Bemmelen, l'ossido ramico gelatinoso non presenta, al contrario della silice gelatinosa, il cambiamento repentino

[1]) Nella Fig. 3 la curva della natrolite è posta per semplificazione nella parte negativa. Risalta, così, meglio, l'analogia con le altre zeoliti.

nell'assorbimento dell'acqua e nel percorso della curva di disidratazione. D'altra parte, è anche da notare che la temperatura alla quale si è riscaldata la natrolite (324°) nelle esperienze surriferite è relativamente bassa e non può produrre modificazioni considerevoli nella sua struttura. Il van Bemmelen ha, infatti, constatato che nella silice gelatinosa soltanto un lungo e prolungato riscaldamento al rosso può annullare il potere assorbente, e talvolta, per giungere a questo risultato, è necessario ricorrere al forno Hempel. Anche dalle poche ricerche su un idrogelo siliceo comunicate in un altro lavoro si vede che il riscaldamento a 325° modifica così poco le sue proprietà, che in 15 ore di esposizione all'aria umida è in grado di riassorbire non solo tutta l'acqua perduta ma anche 6.94 % in più ed in accordo con queste proprietà degli idrogeli, così sapientemente poste in luce dal van Bemmelen, sta, appunto, quanto è stato osservato già nella natrolite dal Damour e dal Friedel. Secondo Damour, infatti, la natrolite riscaldata al rosso ha un potere assorbente molto minore di quello del minerale che è stato sottoposto all'azione di una temperatura più bassa. E Friedel ha constatato che una serie di disidratazioni totali e di riassorbimenti diminuisce pure il potere assorbente. Si hanno, perciò, dei fenomeni analoghi a quelli che presentano gli idrogeli in seguito al riscaldamento più o meno prolungato.

Scolecite

Da alcuni, come p. es. Rammelsberg [1]), tutta l'acqua della scolecite è stata considerata di « cristallizzazione », da altri, invece, più numerosi, una parte dell'acqua è stata ritenuta di costituzione, perchè, come dice Hintze [2]), un terzo di essa viene eliminato più facilmente del resto.

Rinne [3]) ammise che nella disidratazione della scolecite si formino due idrati definiti $CaAl_2Si_3O_{10} + 2H_2O$ e $CaAl_2Si_3O_{10} + H_2O$, ma quattro anni dopo Tammann (l. cit.), poneva la scolecite tra le soluzioni solide.

Di fondamentale importanza per la chimica di questo minerale sono le ricerche, già citate a proposito della natrolite, di Clarke e Steiger, che hanno portato alla conclusione che l'acqua della scolecite non è di costituzione.

Per le mie esperienze, io ho adoperato della scolecite bellissima, assai pura, del Teigarhorn, Islanda. In corrente di aria umida ebbi i risultati che seguono:

T	Acqua emessa
120°	1.03 %
217	4.22
240	5.33
275	6.52
305	7.23
365	11.16
445	11.99

(Fig. 2, Curva H)

[1]) *Mineralchemie*, 1875, pg. 632; 1895 pg. 385.

[2]) *Handbuch der Mineralogie*, II, 1701.

[3]) *Beitrag zur Kenntniss des Skolezits.* Neues Jahrb. f. Min. Geol. u. s. w. 1894, II, 51.

La curva di disidratazione costruita con questi dati ha un andamento diverso da quelle di tutte le altre zeoliti studiate, presentando, tra circa 275° e 330°, un flesso assai pronunciato, che tenderebbe a far distinguere in due parti ben distinte la curva stessa, dando così ragione a coloro che hanno considerato parte dell'acqua della scolecite come di costituzione. Ma un esame un po' accurato dei fatti fa abbandonare senz'altro una simile idea, a prescindere anche dal lavoro di Clarke e Steiger su ricordato. Infatti, la curva di disidratazione da me ottenuta non presenta alcun vero « Knick » fino a 365°, dimodochè tra 275° e 330° non è possibile trovare un punto ben netto sul quale fondare una distinzione sulla funzione dell'acqua, che riuscirebbe del tutto arbitraria. Non solo, ma si deve pensare a quanto già altre volte si è osservato e fatto risaltare: la curva disegnata non rappresenta qualche cosa di assolutamente fisso: tutti i suoi punti verrebbero ad essere in vario modo spostati, se, invece di operare in corrente di aria umida, si fosse eseguita la disidratazione in corrente di aria disseccata. E che così sia effettivamente, risulta dal fatto che in aria secca a 275° la perdita di peso è 7.20 %, considerevolmente superiore, quindi, a quella trovata alla stessa temperatura in ambiente più umido. Il flesso della curva potrà, perciò, corrispondere esattamente ad una molecola d'acqua soltanto accidentalmente. Ed infatti, basandosi sulle esperienze di Clarke e Schneider [1], si avrebbe addirittura un tratto quasi orizzontale nella curva di disidratazione, poichè secondo questi studiosi tra 250° e 350° l'acqua emessa non è che 0.55 %: questo tratto corrisponderebbe ad uno svolgimento di circa 6 % H_2O, mentre 1/3 dell'acqua totale è 4.68 % soltanto. Se, invece, partiamo dai miei risultati, abbiamo che, come si è visto, non si hanno nè Knick, nè tratti quasi orizzontali intorno a 300°, e l'acqua emessa a 305° è 7.23 %, mentre 1/3 della totale (13.38 %) è 4.46 %. Nè in un caso, nè nell'altro si ha una frazione semplice dell'acqua totale: coi dati di Clarke e Steiger si è più vicini a 1 mol. H_2O, coi miei a due, giungendo, così, a piacere, a seconda delle condizioni delle esperienze e della località dalla quale proviene il minerale, ad avvicinarci di più alla formula $H_2CaAl_2Si_3O_{11} . 2H_2O$ o all'altra $H_4CaAl_2(SiO_4)_3 . H_2O$.

Mi sembra che non si possa fornire prova migliore della impossibilità (direi quasi dell'assurdità) di una suddivisione dell'acqua totale in acqua di costituzione e acqua disciolta. Inoltre, è ancora da notarsi che anche negli idrogeli una parte dell'acqua è legata meno fortemente dell'altra.

Il riassorbimento dell'acqua svolta procede in modo che dopo 15 ore di esposizione all'aria satura di umidità si hanno le seguenti differenze dal peso primitivo:

0.00 %	nella	scolecite	riscaldata a	120°
— 0.32	»	»	»	217
+ 0.46	»	»	»	275
+ 0.51	»	»	»	305
— 10.66	»	»	»	365
— 11.86	»	»	»	445

(Fig. 3, Curva D).

[1]) Questi autori nella scolecite di Whale Cove, New Brunswick, hanno trovato le seguenti perdite di peso:

100°	180°	250°	350°	rosso incipiente	rosso vivo	soffieria
0.40 %	0.92	5.68	6.23	13.95	13.99	14.05 .

Anche qui si osserva una variazione assai brusca nel potere assorbente, che, al solito, non è in relazione diretta con la quantità di acqua emessa. Così il minerale scaldato a 305° riassorbe in 15 ore non solo l'acqua perduta (7.23 %) ma, in più, anche 0.51 %: se la temperatura, invece, è salita a 365°, allora nello stesso tempo viene riassorbita appena il 0.50 %.

Interessante è che dapprima il calore modifica le proprietà assorbenti in modo che il minerale tutt'al più in 15 ore riassorbe l'acqua perduta, mentre, invece, a temperatura un po' più elevata, l'acqua ripresa è in quantità un po' maggiore di quella emessa. Innalzando ancora la temperatura, la velocità di assorbimento viene fortemente diminuita. Il fatto che la scolecite riscaldata tra 275° e 305° riassorbe una quantità di acqua maggiore di quella sfuggita al contrario di ciò che accade a temperatura più bassa, costituisce una nuova analogia con la natrolite, con un minerale, cioè, che tante intime relazioni presenta con la scolecite. Nella natrolite abbiamo appunto visto che, entro certi limiti, man mano che s'innalza la temperatura di disidratazione parziale aumenta la differenza positiva dal peso primitivo dopo 15 ore di esposizione all'aria umida.

Queste variazioni oscillanti del potere assorbente vanno assai bene d'accordo con la struttura micellare supposta per le zeoliti, ed analoga a quella degli idrogeli. La ripresa dell'acqua emessa è, infatti, in questi ultimi, come ha notato il van Bemmelen, un fenomeno assai complicato, sul quale agiscono parecchi fattori (variazioni di volume, formazione di spazi vuoti e loro distruzione, ecc.), molto influenzati, a loro volta, dalla temperatura.

Mesolite

Questo minerale è considerato, di solito, come una miscela isomorfa di scolecite e di natrolite, ed interessante, perciò, appariva lo studio della sua curva di disidratazione e delle variazioni delle proprietà assorbenti in seguito al riscaldamento.

Per le mie esperienze ho adoperato la mesolite della Seiser-Alp. In corrente di aria umida ho osservato le seguenti perdite di peso:

T	Acqua emessa
125°	0.57 %
175	1.08
215	3.23
247	4.89
305	6.35
325	7.21
350	10.53

(Fig. 2, Curva L)

L'acqua totale ammontava a 13.64 %.

Se noi confrontiamo la curva di disidratazione della mesolite con quelle della natrolite e della scolecite, vediamo senz'altro come la curva della mesolite somigli nella sua parte inferiore alla natrolite ed in quella superiore, invece, alla scolecite. Anche nella mesolite si ha, verso i 300°, quel flesso di cui si è parlato a proposito della scolecite: qui è, però, ancora meno netto.

La ripresa dell'acqua accade in modo che dopo 15 ore di esposizione all'aria umida si osservano le seguenti differenze dal peso primitivo:

+ 0.17 %	nella mesolite	riscaldata	a	125°
+ 0.16	»	»	»	175
+ 0.17	»	»	»	215
+ 0.52	»	»	»	247
+ 0.98	»	»	»	305
+ 0.50	»	»	»	325
— 10.14	»	»	»	350

(Fig. 3, Curva F)

Anche nella ripresa dell'acqua si hanno grandi analogie con la natrolite e con la scolecite. Nella mesolite, come nella natrolite, la quantità di acqua riassorbita in più sul peso primitivo va aumentando con l'innalzarsi della temperatura fino ad un certo punto, dopo il quale decresce alquanto. In modo affatto brusco, in un intervallo ristrettissimo di temperatura, si ha, poi, una diminuzione enorme nella velocità di assorbimento in perfetta analogia con quanto si è osservato nella scolecite.

Thomsonite

Di questo minerale mi sono già occupato nelle *Ricerche su alcune zeoliti.*

Per le mie esperienze ho adoperato delle masserelle cristalline a struttura radiata, dei basalti di Table Mt, presso Golden.

I risultati ottenuti mediante il riscaldamento in corrente di aria secca e di aria umida sono i seguenti:

T	Aria secca	Aria umida
114°-115°	1.49 %	1.12 %
156-160	2.42	—
180	—	2.25
248	4.47	3.43
305	7.51	5.38
365	10.29	8.86

(Fig. 2, Curve G (aria secca), I (aria umida))

L'acqua totale ammonta a 13.05 %.

Le due curve di disidratazione costruite con questi dati sono molto regolari. Verso i 400°, come ho potuto stabilire con alcune esperienze, sopravviene anche nella thomsonite un rallentamento nella uscita dell'acqua ed una diminuzione considerevole dell'influenza della tensione del vapor d'acqua dell'ambiente sulla disidratazione. Si ha un parallelismo completo con quanto è stato osservato nella heulandite e nelle altre zeoliti di cui abbiamo finora parlato.

Anche nel riassorbimento dell'acqua emessa la thomsonite si comporta analogamente alla heulandite. Le differenze dal peso primitivo osservate nella thomsonite, riscaldata a varie temperature in corrente di aria umida, dopo 15 ore di esposizione all'aria umida, sono le seguenti:

— 0.74 %	nella thomsonite	riscaldata	a	248°
— 0.98	»	»	»	300
— 8.14	»	»	»	365
— 9.08	»	»	»	420

(Fig. 3, Curva E)

Si ha, dunque, una variazione rapidissima nelle proprietà assorbenti [1]).

Abbiamo visto nella heulandite che l'acqua riassorbita è legata più debolmente che nel minerale naturale, almeno quando la disidratazione parziale è avvenuta ad una temperatura piuttosto elevata. Altrettanto accade nella thomsonite, come risulta dalle seguenti esperienze eseguite di recente esattamente come nella heulandite (cfr. *Ulteriori ricerche sulle zeoliti* pg. 116 e seg.).

gr. 1.3426 di thomsonite furono disidratati parzialmente a 310° in corrente di aria umida. Dopo sei giorni di esposizione all'aria umida si riebbe esattamente il peso primitivo. Il minerale in queste condizioni (II) fu posto sull'acido solforico al 43 %, insieme a gr. 1.3425 di thomsonite naturale (I). Si osservarono le seguenti variazioni di peso:

	I	II
dopo 5 ore	+ 0.09 %	— 0.29 %
» 23 »	+ 0.09	— 0.33

È evidente che la thomsonite che ha riassorbito l'acqua svolta ha una tensione di vapore maggiore del minerale che non ha subito alcun trattamento, precisamente come è stato osservato nella heulandite.

gr. 0.8876 di thomsonite, riscaldati per tre ore a 298° in aria umida, riacquistarono, mediante quattro giorni di esposizione all'aria satura di umidità, il peso primitivo. Si misero allora in una capsula di porcellana con 50 cc. di una soluzione di acido cloridrico contenente gr. 0.0929 di HCl per centimetro cubico. In una capsula identica furono messi gr. 0 8877 di thomsonite naturale e furono trattati pure con 50 cc. dell'acido cloridrico suddetto. Dopo mezz'ora si agitò nelle due capsule allo stesso modo e dopo un'ora si raccolse sul filtro la parte rimasta indisciolta, che si lavò con acqua fredda fino a non ottenere più, nelle acque di lavaggio, la reazione dei cloruri con nitrato di argento.

La porzione insolubile rimasta sul filtro fu calcinata fino a peso costante. Si ottenne un residuo di gr. 0.3464 = 39.02 % dalla thomsonite naturale e di gr. 0.3643 = 41.04 % da quella che aveva riassorbito l'acqua emessa. Si è avuto, dunque, lo stesso risultato che nella heulandite.

Da quanto si è detto chiara risulta l'analogia completa che passa fra heulandite e thomsonite per ciò che riguarda la loro acqua.

Le esperienze eseguite su minerali appartenenti ai tipi i più diversi del gruppo delle zeoliti hanno, come si è visto nelle pagine precedenti, condotto a risultati perfettamente identici a quelli ai quali ha portato lo studio della heulandite. Quando, a prima vista sembrava esservi qualche differenza, si è potuto dimostrare che non si trattava di divergenze fondamentali da quanto si è constatato nella heulandite, ma, al contrario, di fatti spiegabili sempre assai bene con la struttura alveolare, ammessa per le zeoliti [2]).

[1]) Per i dettagli sul riassorbimento dell'acqua da parte della thomsonite cfr. *Ricerche su alcune zeoliti* pg. 18-19.

[2]) Anche per quelle zeoliti già ben studiate da altri o che io non ho potuto esaminare per mancanza di materiale, si giunge alle stesse conclusioni in base alle esperienze finora eseguite, quantunque alcune sieno state diversamente interpretate dai loro autori. Così J. H. Pratt e

Di quei minerali che Edw. Dana (*Mineralogy* 6th ed., pg. 563) pone nella introduzione alle zeoliti, io ho studiato due soli: la apofillite e l'inesite, che, però, si differenziano notevolmente, per il loro comportamento, dalle zeoliti propriamente dette, come risulta da quanto ora diremo.

Apofillite

Fino al 1899 si è ritenuto generalmente che dell'acqua dell'apofillite una parte fosse da considerarsi di costituzione. In quell'anno, Hennig [1]) pubblicò delle ricerche assai interessanti, in base alle quali egli concluse che tutta l'acqua è da considerarsi presente nell'apofillite allo stato di soluzione solida. A conclusioni diverse è giunto recentemente Colomba [2]) studiando l'apofillite di Traversella: in questo minerale si ha nella curva di disidratazione un « Knick » abbastanza deciso, che accenna ad una indubbia differenza nella funzione di una parte dell'acqua della apofillite dalla restante.

Per cercare di stabilire se i risultati di Hennig ovvero quelli di Colomba erano giusti, io ho eseguito alcune esperienze di disidratazione nella apofillite di Bergen Hill, già esaminata, sotto questo punto di vista, da Hersch [3]) e da Hennig, con risultati, però, punto concordanti.

Eseguendo la disidratazione in corrente di aria umida, io ho ottenuto nella apofillite di Bergen Hill i risultati seguenti:

T	Acqua emessa
115	0.13 %
200	0.70
245	1.77
273	8.94
297	9.28
354	10.44
405	13.60

H. W. Foote hanno ammesso che nella wellsite l'acqua al disopra di 200° sia da ritenersi di costituzione, mentre dalla loro pubblicazione chiaro risulta che questo minerale presenta una curva continua di disidratazione, e le intime relazioni che passano tra wellsite e phillipsite rendono senz'altro improbabile per il minerale di Pratt e Foote un comportamento molto diverso da quello della phillipsite. E ritengo inutile esaminare altri casi particolari.

Nelle mie *Ulteriori ricerche sulle zeoliti* (pg. 127), io avevo notato che l'analcime si differenzia notevolmente dalle altre zeoliti. Anche questo minerale, però, ad onta di alcune sue caratteristiche, presenta in base agli studi di Friedel, delle proprietà perfettamente concordanti con quelle deducibili dall'ipotesi della struttura alveolare. Così la contrazione che subisce l'analcime man mano che maggiormente si disidrata non è continua, ma varia bruscamente. Infatti, quando la perdita di peso è del 3.60 %, la contrazione del volume primitivo è del 0.50 %, se la perdita sale a 6.29 % la contrazione giunge a 0.88 %: infine, quando il minerale ha eliminato 8.02 % della sua acqua, la contrazione ascende a 2.15 % del volume primitivo. Anche nell'analcime, dunque, come in tutte le altre zeoliti studiate, le variazioni nelle proprietà non dipendono soltanto dalla uscita di una determinata quantità di acqua, ma anche, ed in modo assai considerevole, dalla temperatura e dalla durata del riscaldamento. L'influenza di quest'ultimo fattore risulta assai bene dalle esperienze di Friedel sulle successive contrazioni che subisce l'analcime quando viene mantenuto per lungo tempo ad alta temperatura.

[1]) *Apophyllit fraan Sulitelma.* Geol. Fören. i Stockolm Förh. 1899, XXI, 391.

[2]) *Apofillite di Traversella.* Rendiconti R. Acc. Lincei 1907, XVI, 1° sem. 966.

[3]) loc. cit.

La curva costruita con questi dati (Fig. 1, Curva I) presenta un « Knick » così netto, che non può sussistere alcun dubbio sulla necessità di una differenziazione dell'acqua della apofillite in due porzioni: una esistente nel minerale allo stato di soluzione solida e l'altra, invece, di acqua di costituzione. La prima parte si trova, naturalmente, in quantità variabile nei cristalli delle diverse località.

Che il « Knick » constatato nella curva di disidratazione della apofillite di Bergen Hill non sia accidentale, risulta dal fatto che a 272° in corrente di aria secca si è avuta una perdita di peso praticamente uguale a quella osservata in aria umida.

Non ho creduto opportuno applicare i risultati ottenuti, che confermano quelli di Colomba, alla interpretazione delle analisi note dell'apofillite, perchè questo minerale, quantunque non contenga che pochi elementi, è, come giustamente ha notato Vernadskij [1]), molto complicato e la sua formula razionale si potrà conoscere solo dopo che si saranno fatti studî analitici e sintetici più completi.

Inesite

Mentre C. Bärwald [2]), Groth [3]), F. W. Clarke [4]), O. C. Farrington [5]) ecc. hanno ritenuto che una parte dell'acqua della inesite appartenga alla costituzione del minerale, G. Flink [6]) l'ha considerata tutta di cristallizzazione e A. Hamberg [7]) fu di avviso che non è possibile una distinzione dell'acqua totale in acqua di cristallizzazione e di costituzione, poichè l'inesite presenterebbe, analogamente alle zeoliti, una percentuale d'acqua variabile a seconda della temperatura e della tensione del vapor d'acqua dell'ambiente.

Naturalmente, questa profonda divergenza di opinioni si è estrinsecata in un gran numero di formule diversissime l'una dall'altra, fatto, questo, tanto più deplorevole, in quanto tutte le analisi hanno condotto al rapporto $(Mn,Ca)O : SiO_2 = 1:1$ e solo per l'acqua si hanno delle oscillazioni sensibili.

Per cercare di stabilire quale, fra le varie ipotesi emesse, è da considerarsi più probabile, ho intrapreso delle nuove ricerche sulla inesite della miniera Harstig, presso Pajsberg, della quale io ho avuto a mia disposizione un campione corrispondente esattamente alla descrizione data da Flink molti anni fa. L'acqua totale ammontava, nel minerale secco all'aria, a 10 20 % [8]). In corrente di aria umida la

---

[1]) *Zur Theorie der Silicate.* Zeitsch. f. Kryst. 1901, XXXIV, 50 (Nota).

[2]) In Ad. Schneider: *Das Vorkommen von Inesit und braunem Mangankiesel im Dillenburgischen.* Jahrb. d. k. preuss. geol. Landesanst. für 1887. Berlin 1888, 472.

[3]) *Tableau systématique des minéraux* 1904, 166.

[4]) *The constitution of the silicates.* Bull. of the U. S. Geol. Survey No. 125, pg. 82.

[5]) Recensione Zeitsch. f. Kryst. 1902, XXXVI, 76.

[6]) *Mineralogiska Notiser.* Ofvers. Sv. Vet.-Ak. Förh. Stockholm 1888, 571.

[7]) *Mineralogische Studien.* 17. Ueber den Inesit von Jakobsberg bei Nordmarken in Vermland. Geol. För. i Stockholm Förhandl. 1894, XVI, 323.

[8]) Flink ha trovato soltanto 7,17 % H_2O, ma evidentemente deve avere eseguito le sue determinazioni su materiale seccato almeno a 100°.

disidratazione procede nel modo seguente:

T	Acqua emessa
110°	1.98 %
160-164°	3.62
202	3.96
244	4.21
310	5.98

Fino alla temperatura di 202° il colore non subisce, in seguito al riscaldamento, la minima modificazione. A 244° è ancora quasi del tutto inalterato ed anche a 310° il cambiamento di colore è sempre assai leggero. Innalzando ancora la temperatura l'ossidazione del manganese progredisce, sicchè non è più possibile determinare l'acqua svolta per semplice perdita di peso.

L'inesite riscaldata alle suddette temperature e tenuta in ambiente saturo di umidità, presenta dopo 15 ore, le seguenti differenze dal peso primitivo:

T	Differenze dal peso primitivo
110°	+ 0.14 %
160-164°	+ 0.17
202	+ 0.14
244	+ 0.10
310	— 3.26

A prima vista si potrebbe pensare ad una grande analogia con le zeoliti studiate nelle pagine precedenti, ma un esame più accurato dei risultati sperimentali conduce a conclusioni ben diverse. La curva di disidratazione della inesite (Fig. 1, Curva IV) non è continua, come nelle zeoliti, ma si compone, invece, di due parti ben distinte. La prima parte (fino a circa 200°) rappresenta acqua che si può eliminare senza che il minerale subisca profonde modificazioni: i suoi cristallini restano trasparenti, il colore non varia affatto e nessun cambiamento sopravviene nelle proprietà assorbenti del minerale parzialmente disidratato. Quando comincia, invece, l'emissione dell'altra parte dell'acqua, il minerale si altera fortemente e nella velocità di ripresa dell'acqua si determina una brusca diminuzione, come risulta dai dati surriferiti. A ciò si aggiunge che i punti della curva di disidratazione a partire da 202° sono indipendenti dalla tensione del vapor d'acqua dell'ambiente nel quale avviene il riscaldamento: in un'esperienza apposita, io ho trovato per la perdita di peso in aria secca a 202° 3.85 %, valore praticamente identico a quello ottenuto in aria umida.

In base all'acqua totale trovata si deduce per l'inesite studiata la formula $(Mn, Ca)SiO_3 . 0.8H_2O$, la quale richiede (ponendo $MnO : CaO = 4 : 1$) 10.09 % H_2O: per ½ H_2O si calcola 6.31 %. Ora, nell'inesite riscaldata a 202° resta, appunto, una quantità di acqua uguale a 6.24 %, che per ciò che si è detto sopra deve rappresentare acqua di costituzione. La formula dell'inesite diventa, quindi,

$$H_2(Mn, Ca)_2Si_2O_7 + \text{circa } 0.6H_2O$$

L'acqua accessoria varia, per altro, nelle diverse analisi, entro limiti abbastanza

estesi, potendo salire a una molecola nell' inesite tenuta in ambiente saturo di umidità (secondo Hamberg).

È notevole che la formula alla quale io sono giunto è, a prescindere dall'acqua accessoria, quella stessa proposta diversi anni fa da F. W. Clarke, che, però, l'aveva triplicata.

Le esperienze descritte nelle pagine precedenti, necessariamente molto imperfette ed incomplete, dati i mezzi incredibilmente limitati che io ho avuto a mia disposizione, hanno condotto, come risultato più importante, a ritenere che in molti silicati, per i quali finora si era ammesso che almeno una porzione dell'acqua data dalle analisi fosse di costituzione, esiste, al contrario, soltanto acqua disciolta o assorbita.

Un altro risultato interessante è che i silicati contenenti H o gruppi OH presentano spesso una quantità variabile di acqua allo stato di soluzione solida, che viene eliminata completamente a temperature abbastanza elevate. Ciò, avviene, come si è visto, nella prehnite, nel crisotilo, nel serpentino nobile, nella bowenite, nella xantofillite, e, in proporzioni maggiori, nella calamina, nella inesite, nella apofillite: un esame accurato della letteratura mostra, però, che il fenomeno è molto più generale [1]).

In base alle mie osservazioni, molti silicati idrati vengono ad ottenere delle formule notevolmente diverse da quelle ora accettate: alcune analogie ammesse tra diversi silicati appaiono, adesso, forse del tutto casuali, ed altre, invece, sono state poste in luce. Non pochi fatti che sembravano certi son risultati o inesistenti o mal interpretati, e delle ipotesi credute plausibili non si possono più sostenere. Tale è, del resto, la sorte riservata alle nostre ricerche nel continuo progredire delle scienze sperimentali, ed io mi auguro che assai presto nuovi lavori pongano nell'oblio il mio tenue e troppo imperfetto *Contributo*, al quale pure ho atteso per varî anni.

Napoli, Istituto di Mineralogia della R. Università.
Giugno del 1908.

finita di stampare il dì 25 Agosto 1908

[1]) Così, il lepidomelano di Schüttenhofen studiato da Scharizer (*Ueber die chemische Constitution der verschiedenfarbigen Glimmer des Pegmatitgranites von Schüttenhofen.* Zeitsch. f. Kryst. 1887, XIII, 449) perde con continuità acqua fra 100° e 300° senza che si modifichi il colore, lo splendore, la trasparenza: molto giustamente, Scharizer fu di avviso che quest' acqua non potesse appartenere alla costituzione del minerale. Altri esempii caratteristici, che vanno pure ugualmente interpretati, si devono a Clarke e Schneider (pectolite, talco, ecc.), a Isküll (rodusite: *Ueber den Rhodusit vom Flusse Asskys* etc. Zeitsch. f. Kryst. 1908, XLIV, 370) ecc. Quest'acqua in genere è stata ritenuta, finora, ma del tutto a torto, come di « cristallizzazione ».

INDICE

Introduzione . . . . pag. 1
Gli « acidi silicici » di Tschermak . . . . » 9
Taumasite. . . . . » 11
Epidoto . . . . » 16
Prehnite . . . . » 17
Crisotilo, serpentino nobile, bowenite . . . . » 19
Pirosmalite . . . . » 22
Ekmanite . . . . » 30
Xantofillite . . . . » 31
Calamina . . . . » 35
Cordierite . . . . » 42
Dioptasio . . . . » 44
Cancrinite . . . . » 48
Catapleite . . . . » 54
Stokesite . . . . » 59
Elpidite . . . . » »
Steenstrupina . . . . » 64
Epistolite . . . . » 69
Malacone . . . . » 72
Ortite . . . . » 76
Sepiolite . . . . » 77
Deweylite (Gimnite) e Pseudodeweylite . . . . » 84
Le zeoliti. . . . . » 88
Heulandite. . . . . » 96
Desmina . . . . » 112
Phillipsite . . . . » 114
Epistilbite . . . . » 115
Natrolite . . . . » 117
Scolecite . . . . » 119
Mesolite . . . . » 121
Thomsonite . . . . » 122
Apofillite . . . . » 124
Inesite . . . . » 125
Conclusione. . . . . » 127

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA

Fig. 1.

Contiene le curve di disidratazione in corrente di aria umida dei seguenti minerali:

I Apofillite
II Elpidite
III Epistolite
IV Inesite
V Catapleite calcico-sodica
VI Malacone
VII Calamina
VIII Ortite
IX Cancrinite
X Dioptasio

Sia in questa, che nelle altre figure, di alcune curve si è disegnata solo una parte, per non complicare troppo le figure stesse.

Fig. 2.

Contiene le curve di disidratazione delle seguenti zeoliti:

A Desmina (aria secca)
B » (» umida)
C Phillipsite (» »)
D Heulandite (» secca)
E » (» umida)
F Epistilbite (» »)
G Thomsonite (aria secca)
H Scolezite (» umida)
I Thomsonite (» »)
L Mesolite (» »)
M Natrolite (» »)

Fig. 3.

Le curve di questa figura rappresentano le differenze dal peso primitivo dopo 15 ore di esposizione all' aria umida per le seguenti zeoliti parzialmente disidratate a temperatura crescente:

A Phillipsite
B Heulandite
C Epistilbite
D Scolezite
E Thomsonite
F Mesolite
G Natrolite
H Desmina

N. B. Le differenze positive dal peso primitivo sono state poste sotto al punto zero, le negative al disopra: nella natrolite si è fatto il contrario (Cfr. pg. 118 Nota [1])).

Fig. 4.

Mostra la divisione in settori di tre lamine di heulandite parallele a {010} tra i nicol incrociati.

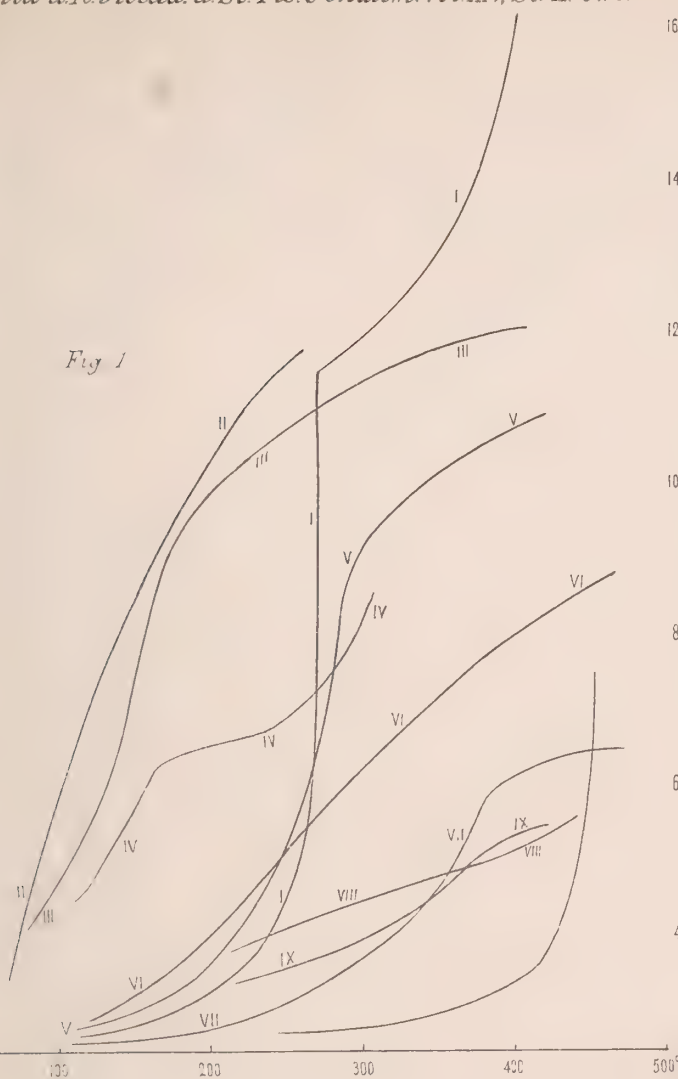
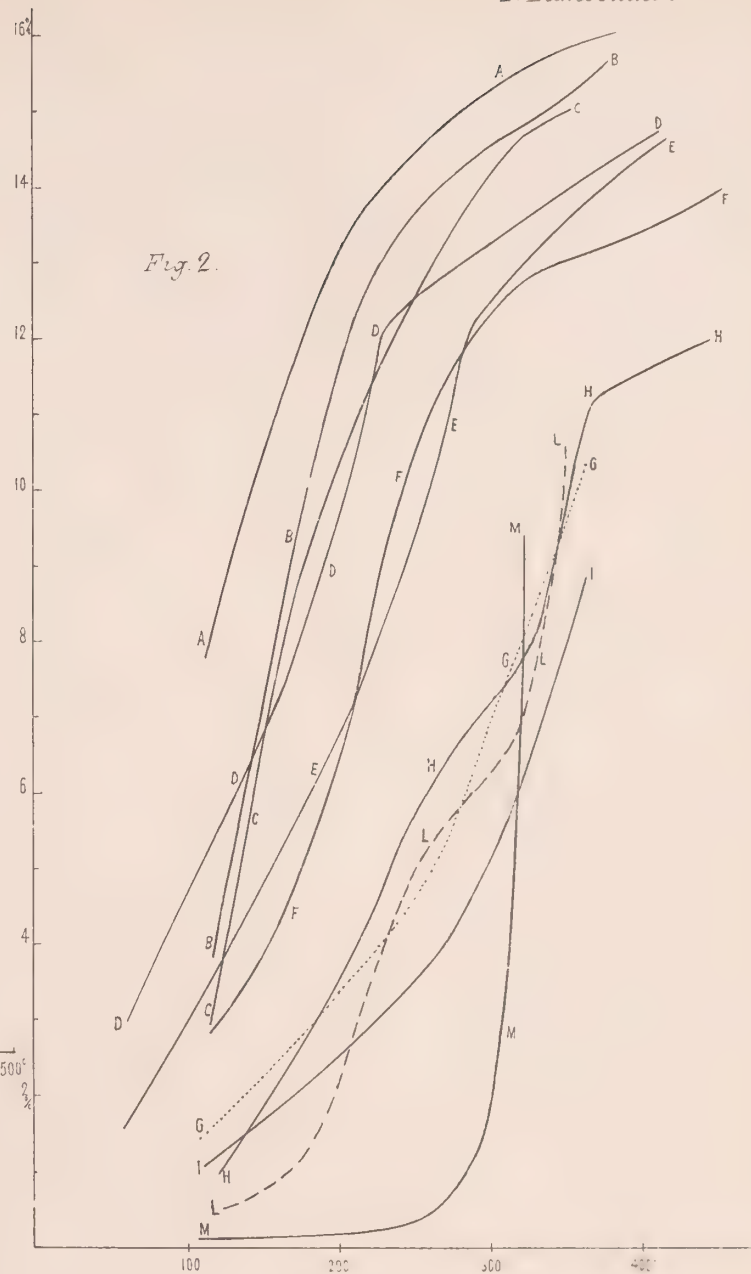
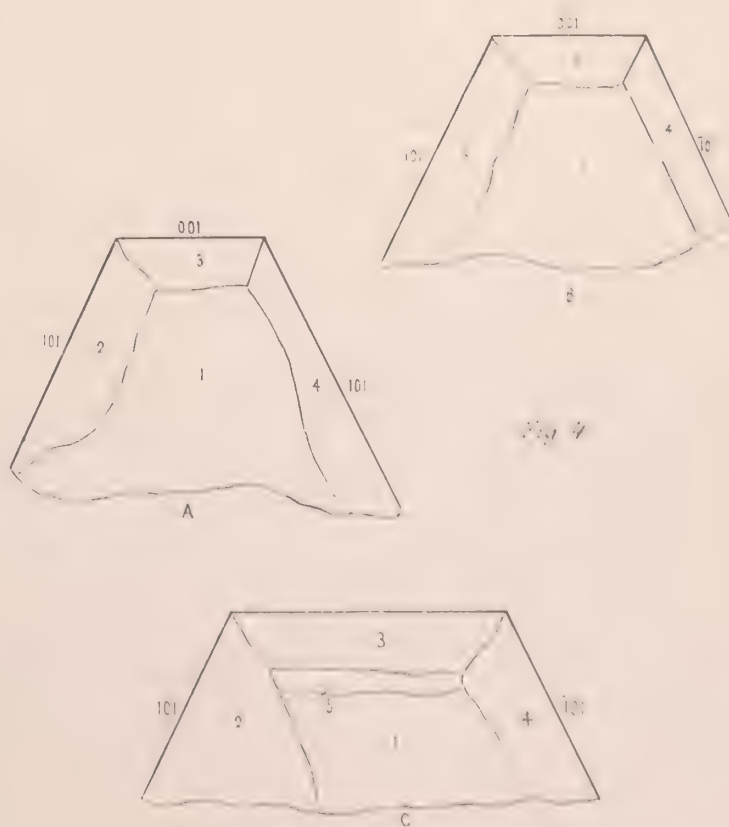
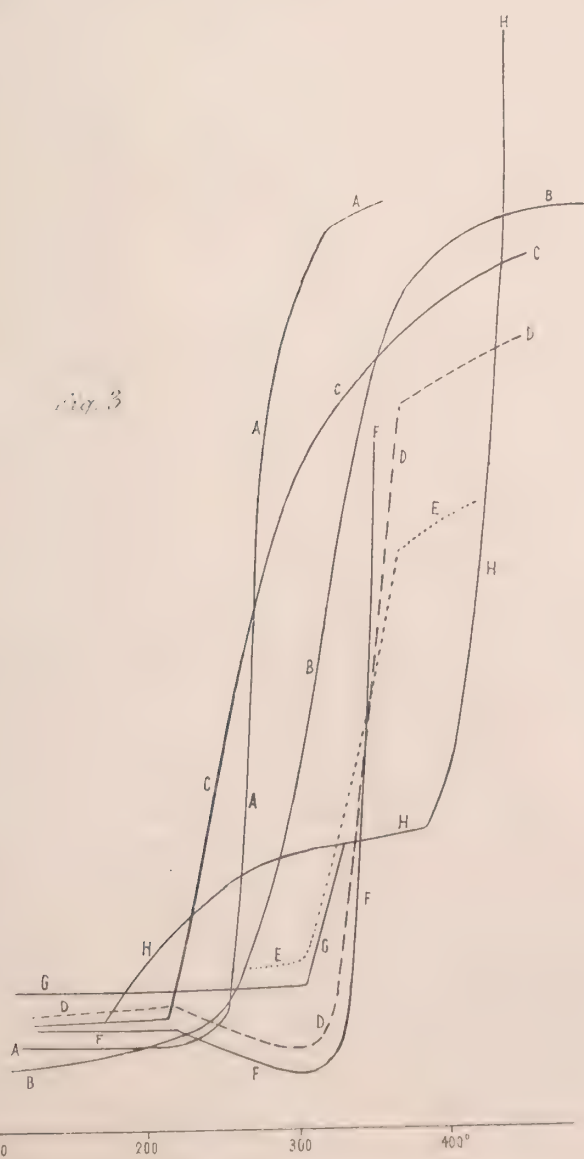



Fig. 1
Fig. 2.
Fig. 3
Fig. 4
001
101
A
B
C
Lit. A. Serino - Napoli

ATTI DELLA R. ACCADEMIA

DELLE SCIENZE FISICHE E MATEMATICHE

LA SORGENTE MINERALE DI VALLE DI POMPEI

RELAZIONE GEOLOGICA

del s. o. F. BASSANI e del dott. A. GALDIERI

presentata nell'adunanza del dì 11 Luglio 1908.

Alle falde del Vesuvio, tra oriente e mezzodì, nell'incantevole plaga celebrata per i suoi tesori archeologici, per lo splendore della vegetazione e per la costanza del clima mite e benefico, scaturisce la *Sorgente minerale di Valle di Pompei*, alla quale accorrono da ogni regione i visitatori, ammirati. Situata a pochi passi dal Santuario, nella villa del conte Francesco de Fusco, essa dista circa dieci chilometri dall'asse del Vesuvio, novecento metri dal fiume Sarno e poco più di tre chilometri dal mare. La sua elevazione sul livello marino è di 12 metri.

Questa sorgente è comparsa in un modo assai singolare, che merita di essere brevemente esposto.

Nel 1900 il conte de Fusco intraprese lo scavo di un pozzo artesiano nel giardino della sua villa. La trivellazione procedette regolarmente. Mano a mano che il foro si approfondava, vi si calavano dei tubi di lamina di ferro, del diametro di 13 centimetri. A cinque metri fu attraversata la zona delle acque freatiche. Dopo due anni di lavoro il foro aveva raggiunto la profondità di m. 96. Se non che a questo punto, non essendo stata ancora incontrata acqua saliente, l'impresa fu abbandonata: la bocca del pozzo fu chiusa con muratura, e così rimase per cinque anni.

Poi, nel Luglio del 1907, avendo il conte pensato di avvalersi dell'acqua freatica riempiente il tubo fino a cinque metri dalla bocca, venne demolita la muratura che la chiudeva, e vi si applicò una pompa, con la quale si aspirava l'acqua che si trovava nel tubo.

Stavano così le cose, allorquando il 26 Agosto 1907 accadde un fatto meraviglioso. Improvvisamente dal tubo venne fuori, accompagnata da rombi, una colonna di acqua spumeggiante, mista a sabbia, ghiaia e conchiglie, che in un quarto d'ora si elevò ad oltre 20 metri di altezza. Mancando ogni via di scolo, era necessario, per evitare allagamenti, occludere provvisoriamente la bocca del tubo; e si tentò di farlo con pietre, terriccio e pezzi di ferro, ma non vi si riuscì, perchè la forza impulsiva dell'acqua lanciava tutto in aria. Finalmente si raggiuse imperfettamente lo scopo immettendo nel tubo il cilindro di ferro ch'era servito per ribattervi sopra i bulloni colleganti i tubi, e tenendovelo fermo con contrappesi di parecchi quintali. Tuttavia attraverso l'interstizio fra tubo e cilindro ancora sprizzava dell'acqua con violenza, ed a raccoglierla l'ing. Cioffi fece adattare al tubo un grande imbuto, alto quasi tre metri e provvisto a circa due terzi della sua altezza di un largo tubo di efflusso. L'acqua, che veniva fuori attraverso l'interstizio, riempiva l'imbuto spumeggiando, così da dargli l'apparenza di una enorme coppa di *Champagne*; e tanta e sì copiosa era l'anidride carbonica che se ne sprigionava, da riversarsi dagli orli e determinare un senso di soffocazione all'avvicinarsi alla sorgente. Scongiurato il pericolo di un allagamento, furono costruiti in tutta fretta, sotto la direzione dell'ing. Rispoli, una grande vasca di raccolta, concentrica al pozzo, del diametro di circa 20 metri, ed un canale di scarico in muratura, della sezione media di 50×50, che, attraverso i campi coltivati, raggiunge dopo circa un chilometro uno dei canali del Sarno, detto il Bottaro. Infine il 17 Settembre fu disostruito il tubo, dando libero corso alla sorgente, e da allora questa emette una quantità abbondantissima di acqua alla temperatura di 14° C., e presenta un fenomeno meraviglioso ed eccezionale, sul quale ritorneremo in seguito, cioè l'innalzamento ritmico del getto.

Considerando le varie singolarità della sorgente testè riferite, crediamo che sia opportuno indagarne le condizioni geologiche. Potremo così spiegarci la mineralizzazione di quell'acqua, la sua forza ascensionale, la sua improvvisa comparsa e il suo efflusso ritmico.

Quell'acqua, prima di venire alla luce nel maestoso getto tanto ammirato, attraversa nel suo cammino sotterraneo diverse rocce. Queste possono venir distinte in tre tratti: quello percorso dalla tubazione in ferro; quello nel quale scorre l'acqua minerale avanti d'imboccare il tubo, e quello che sottostà a questa falda acquifera.

Il primo tratto ha per noi poca importanza, perchè l'acqua l'attraversa in un tubo metallico e perciò senza venire a contatto con la roccia. È quindi da escludere ogni influenza mineralizzante da parte dei terreni superficiali; com'è da escludere per la stessa ragione ogni inquinamento da parte delle acque freatiche tra essi contenute.

Ad ogni modo giova riportare la serie dei terreni forati, senza tacere peraltro che, essendo purtroppo andato disperso il materiale scavato, non possiamo che ripetere quanto ci è stato riferito dal signor Francesco Langella, il quale insieme col fratello Pasquale, ora defunto, praticò il pozzo artesiano. Ecco dunque, dall'alto al

basso, i terreni attraversati. Alle indicazioni fornite dal Langella abbiamo aggiunto fra parentesi le denominazioni generalmente accettate.

Profondità	Spessore	Terreno
m. 4	m. 4	Terra vegetale
» 7	» 3	Lapillo
» 12	» 5	Tasso (Pozzolana coerente)
» 15	» 3	Terra ferruginosa (Pozzolana rossiccia)
» 24	» 9	Lava
» 34	» 10	Terreno vergine rossastro (Pozzolana rossiccia)
» 38	» 4	Lava
» 44	» 6	Melma verdastra (Ceneri alterate?)
» 46	» 2	Lava
» 58	» 12	Terra ferruginosa (Pozzolana rossiccia)
» 58,5	» 0,5	Lava
» 71,5	» 13	Terra ferruginosa (Pozzolana rossiccia)
» 77,5	» 6	Arena (Sabbia)
» 85,5	» 8	Pietruzze di mare (Ghiaia marina)
» 87	» 1,5	Pietra di Sarno (Travertino)
» 95	» 8	Arena di mare (Sabbia marina)
» 96	» 1	Tasso (Pozzolana coerente)

Si tratta, com'era facilmente prevedibile, delle stesse rocce che si sono trovate anche negli altri pozzi scavati alle falde del Somma-Vesuvio, cioè di materiali vulcanici frammentarii, rappresentati da pozzolane, ceneri e pomici, ai quali sono intercalati letti di lava, e in questo caso anche un banco di travertino, dovuto secondo ogni verosimiglianza alle acque calcarifere del vicino Sarno, forse stagnanti in qualche laghetto. In quanto poi alla natura mineralogica, le lave saranno state di origine vesuviana e perciò assai probabilmente leucotefritiche o leucobasanitiche; ma i detriti vulcanici non saranno provenuti tutti dal Vesuvio, nè quindi avranno avuto tutti la stessa costituzione delle lave, indicata testè. Infatti, secondo i risultati ottenuti dallo studio dei materiali dei pozzi artesiani più vicini, non è difficile che, insieme coi detriti basaltici, sieno state pur qui attraversate, ed in più livelli, anche sabbie e ceneri trachitiche dovute alle ultime eruzioni dei Campi Flegrei, che, com'è noto, si sono alternate con quelle del Somma-Vesuvio.

I materiali nei quali termina il tubo di ferro, essendo usciti in gran copia insieme con l'acqua, specialmente nei primi giorni, hanno potuto essere raccolti, mescolati però con quelli provenienti dagli strati ad essi immediatamente soprastanti

e del pari portati su, come vedremo, dal getto. Questo materiale misto, emesso dalla sorgente, risulta dunque di sabbia e ghiaia con resti di animali marini. La sabbia è di colore piuttosto chiaro, ed è costituita in prevalenza di granuli di sanidina. La ghiaia è formata di frammenti per lo più arrotondati, raramente discoidali; quasi tutti di calcare, qualcuno di travertino, pochissimi di pomice o di lava: uno di questi ultimi è di natura basaltica. I resti di animali marini sono conchiglie di lamellibranchi e di gasteropodi e qualche frammento di corallo: tra essi si son potute determinare le seguenti specie, tutte viventi anche attualmente nel golfo di Napoli:

Cypraea sp.
Nassa reticulata Br.
Conus mediterraneus Brug.
Mitra Savignyi Payr. sp.
Columbella rustica L.
Murex trunculus L.
Bactryllium Latreillei Payr.
Rissoa ventricosa Desm.
Ostrea edulis L.
Cardium tuberculatum L.
Arca Noae L.
Chione gallina L. sp.
Chione verrucosa L.
Donax trunculus L.
Petricola lithophaga Retz.
Cladocora caespitosa E. H.

Nella vasca è stato raccolto anche un mascellare con intermascellare, fornito dei relativi denti, di *Felis catus*, ed è assai probabile che pur esso vi sia stato portato dall'acqua. Ad ogni modo il fatto che gl'invertebrati testè nominati appartengono a specie attuali litoranee, il frequente aspetto della loro superficie logora per rotolamento, e la forma, qualche volta a piastrella, della ghiaia ad essi commista attestano che questo materiale rappresenta un deposito di spiaggia, e che quindi in un tempo geologicamente recente dove ora è Valle di Pompei era lido marino. Ciò che conferma ancora una volta che il Vesuvio è sorto originariamente come un'isola dal seno del mare.

Che la sabbia sia di natura sanidinica, non essendo ancora bene accertato che il Vesuvio abbia emesso magma acido, si può spiegare col fatto, già sopra accennato, che sulla regione vesuviana, pur dopo sorto il Vesuvio, si son depositati parecchie volte i prodotti trachitici dei vulcani flegrei; mentre d'altra parte il ciottolo basaltico tende a provarci che non ancora siamo al disotto dei prodotti vesuviani più antichi. La presenza poi di numerosi frammentini di calcare, di incrostazioni travertinose e di ciottoletti di altra natura, a quanto pare da altri osservati, si spiega tenendo presente che, quando quel sito era spiaggia, su di essa, per effetto del moto ondoso combinato alla corrente che lambisce da S. verso N. la nostra costa tirrena, dovevano migrare fra l'altro sia i ciottoletti fluitati dal vicino Sarno — che ha bacino di

costituzione petrografica varia, ma prevalentemente calcarea, ed acque incrostanti — sia i frammenti derivanti dalla disgregazione dei prossimi spuntoni calcarei, tra i quali ancora solleva il capo dalle onde quello vicinissimo di Revigliano.

Sulle rocce sottostanti a questi depositi litoranei non si può dire nulla di certo; tuttavia, tenendo presenti le sezioni geologiche ricostruite coi materiali estratti dai pozzi artesiani più vicini ed il ciottolo basaltico dianzi menzionato, si può ritenere che a quelli sopra indicati seguano ancora, e forse per un buon tratto, materiali principalmente basaltici, derivanti dalle precedenti eruzioni del Somma.

Al di sotto di questi materiali di origine prevalentemente vesuviana devono trovarsi quelli trachitici, sparsi sulla futura Campania dai vulcani flegrei che arsero prima del Somma. Questi materiali infatti, rappresentati principalmente in alto dal tufo giallo ed in basso dal tufo campano, entrambi di natura sanidinica, affiorano nella Campania dove cessano i depositi del Somma, ed evidentemente li sostengono, come una scodella sostiene quella sovrapposta; nè è quindi probabile che manchino al di sotto di Valle di Pompei.

Quali rocce si trovino ancora più in basso, a prescindere da altre considerazioni, lo si può arguire dal fatto che i terreni che circondano il golfo di Napoli formano un bacino, nel quale si accumularono i prodotti dei vulcani che successivamente si sono aperti nel suo fondo; e per conseguenza, siccome questo bacino risulta alla periferia principalmente di arenarie eoceniche, di calcari cretacei e di calcari dolomitici triasici, si deve ammettere che le stesse rocce costituiscano pure il fondo di esso, e perciò esistano anche nella zona vesuviana al di sotto dei materiali vulcanici.

Ora che conosciamo con una relativa sicurezza la natura e la disposizione delle rocce sottostanti alla regione, non è difficile indagare come avvenga la mineralizzazione dell'acqua, e perchè essa ascenda nel tubo.

L'acqua minerale di Valle di Pompei, data la sua temperatura, che è di soli 14° C., non può essere un'acqua di quelle che il Suess dice juvenili, cioè di origine magmatica; nè d'altra parte, per la sua forte mineralizzazione e l'enorme ricchezza in anidride carbonica, può ritenersi una di quelle che lo stesso autore chiama vadose, cioè di origine meteorica. Senza dubbio è un'acqua mista, e con ogni probabilità si tratta di un'acqua vadosa circolante nel sottosuolo, presumibilmente derivante dalle prossime montagne calcareo-dolomitiche, come l'indica il suo alto tenore in calce e magnesia; arricchita però di anidride carbonica in corrispondenza di qualche fenditura in connessione col prossimo focolaio vulcanico, e resa così capace di attaccare e sciogliere molte delle sostanze comprese nei materiali vulcanici tra cui essa circola; ai quali deve appunto il suo contenuto in soda, potassa, litina, rubidio, cesio, ferro, manganese, titanio ed arsenico.

In quanto all'ascensione dell'acqua nel tubo e nell'aria, certo vi contribuisce la enorme quantità di anidride carbonica, che agisce allo stesso modo di quella che spinge lo *Champagne* fuori della bottiglia; ma la causa principale deve ricercarsi nel fatto che quell'acqua trovasi sotto pressione, perchè comunica con falde acquifere, che, essendo sostenute dalle rocce sedimentarie costituenti il fondo del bacino campano, si estendono assai in alto, nei prossimi monti, ove queste rocce affiorano.

Con la scorta di ciò che abbiamo esposto fin qui, possiamo anche spiegarci la comparsa tardiva ed improvvisa della sorgente. Assai probabilmente il foro nel 1902 fu, per caso, arrestato a breve distanza dall'acqua, la cui pressione non fu sufficiente fino al 26 Agosto 1907 a vincere la resistenza dello strato di pozzolana coerente, che ancora separava l'acqua dal tubo. Però a poco a poco la filtrazione impercettibile dell'acqua e del gas attraverso questo diaframma ne diminuì la coerenza al punto ch' esso non potè più resistere alla pressione sottostante. Si aggiunga che non molto tempo prima dell'apparire della sorgente accaddero due circostanze, le quali possono aver favorito il disgregamento di questo diaframma, cioè i franamenti craterici che successero all'ultima eruzione vesuviana, e l'estrazione dell'acqua dal tubo. In seguito ai franamenti craterici, ostruitosi il condotto vulcanico, il gas, che per questo si apriva la via all'esterno, come s'è riversato nel sottosuolo, producendo qua e là delle mofete, può essersi riversato anche nell'acqua circolante sotto il tubo, aumentandone il potere disgregante. L'estrazione poi dell'acqua dal tubo fece sì che altra acqua della zona freatica, facendosi strada per lo stretto spazio anulare compreso tra il foro artesiano ed il tubo, fosse salita in questo attraverso il suo estremo inferiore. Si sarà così determinata al di sotto del tubo una leggera corrente, la quale a poco a poco, asportandone il cemento, riuscì a disgregare la pozzolana coerente che faceva da coperchio all'acqua. In questo modo — sia per la lenta filtrazione dell'acqua attraverso la pozzolana, sia per l'azione del gas aggiuntosi in seguito all'occlusione del condotto vulcanico, sia infine per l'effetto dell'acqua circolante intorno all'estremità inferiore del foro — il diaframma finì per cedere, e l'acqua si slanciò nel tubo.

Non ci rimane che ad illustrare un interessante fenomeno, al quale abbiamo accennato nel principio di questa relazione, e che desta l'ammirazione del naturalista non meno che del curioso. Esso consiste essenzialmente in ciò, che il getto d'acqua, che spumeggiante sorge dal tubo di emissione, ad intervalli si eleva fino a raggiungere un' altezza quasi quadrupla di quella che ha normalmente. È necessario però esaminare un po' minutamente gli elementi del fenomeno. Anzitutto, gl' intervalli tra le elevazioni, misurando quelli di un breve periodo, per esempio, di una giornata, sono presso a poco eguali, oscillando di solito fra limiti piuttosto vicini, ma nell'assieme vanno lentamente e gradatamente crescendo; sicchè, mentre le prime volte che vennero misurati erano di 12 minuti, adesso sono di circa un'ora e mezza. In secondo luogo, tanto l'altezza normale, ossia quella alla quale il getto si mantiene più lungamente, quanto la massima a cui arriva durante l'elevazione non sono costanti, ma vanno diminuendo; infatti, mentre, per esempio, il 29 Settembre 1907 raggiungevano rispettivamente circa m. 7.50 e circa m. 27, il 17 Dicembre dello stesso anno erano di circa m. 6 e circa m. 25. Inoltre ci è stato assicurato dal custode della sorgente sig. Olimpio Cavallini che nel giorno prima del terremoto calabrese del 23 Ottobre 1907 si osservò un notevole allungamento degli intervalli, con sensibile diminuzione dell'altezza del getto; poi ripigliò il ritmo dei giorni precedenti. Il medesimo fatto (come ci ha riferito il prof. Alfano, direttore dell' Osservatorio meteorologico di Valle di Pompei) accadde il giorno 18 Dicembre 1907, in cui vi fu un terremoto locale; e lo stesso è avvenuto in coincidenza con altre scosse successive, vicine e lontane. È stato pure notato che quando la pressione barometrica è alta, l'intervallo si al-

lunga. In ogni singola elevazione poi, attualmente si osserva che il getto mette circa un minuto primo per salire fino all'altezza massima, vi rimane con piccole oscillazioni e con qualche istantanea interruzione meno di mezzo minuto, e ne impiega due per abbassarsi fino a circa un metro al di sotto dell'altezza normale; poi, presso a poco in un altro minuto, raggiunge di nuovo l'altezza normale, e vi si mantiene, oscillando leggermente, fino alla prossima elevazione. Abbiamo detto che ciò si osserva attualmente, perchè neanche le varie modalità del fenomeno dell'elevazione si sono conservate costanti. Così, p. e., nei primi tempi il getto raggiungeva più rapidamente la massima altezza, vi si manteneva appena qualche istante e tornava lentamente all'altezza normale, senza scendere prima al di sotto di questa; altre volte invece s'è visto che l'ascesa del getto era più lenta della discesa. Giova anche notare che (a quanto afferma il custode) la sabbia, la ghiaia e le conchiglie emesse dalla sorgente — abbondanti da principio ed ora scarsissime — vengono fuori soltanto durante l'elevazione del getto.

Noi crediamo che il fenomeno possa spiegarsi nel modo seguente. L'acqua in vicinanza della estremità inferiore del tubo, già prima di entrarvi, deve avere una considerevole velocità, così come i corpicciuoli sospesi in un liquido, capitati a breve distanza da un sifone in azione, acquistano una notevole celerità, di poco inferiore a quella dei corpicciuoli già penetrati nel sifone. È quindi da supporre (come, del resto, già ce lo dimostrerebbe la grande quantità di materiale solido emesso nei primi tempi dalla sorgente) che quell'acqua minerale abbia a poco a poco smosso ed asportato i materiali frammentarii minuti tra i quali passava prima d'imboccare il tubo. E poichè su questi ne poggiavano degli altri egualmente frammentarii, cioè quelli incontrati da m. 87 a m. 95, è naturale ammettere che sieno avvenute delle frane, il cui materiale fino sarà stato a sua volta asportato. In prossimità del tubo devono dunque esistere delle cavità, sviluppantisi in alto, cioè al di sopra del livello acquifero, probabilmente anfrattuose e grossolanamente a volta, come appunto in generale si presentano in terreni pressochè incoerenti le superficie di distacco delle frane cagionate da perdita di sostegno. Ora, in queste cavità, stante la loro vicinanza alla via di efflusso, l'acqua trova una pressione minore che non dove si è sopraccaricata di anidride carbonica; si avrà quindi sprigionamento di gas, che andrà a raccogliersi nella parte più alta delle dette cavità, spostando lentamente in basso il livello dell'acqua. Quando poi il gas avrà fatto discendere tale livello fino all'estremità inferiore del tubo, esso comincierà a penetrare in questo. Allora il contenuto del tubo diventerà più leggiero; quindi il getto principierà ad elevarsi. Per la stessa ragione il gas delle cavità sarà meno premuto, e per conseguenza si dilaterà ed uscirà, rendendo sempre maggiore la copia di gas passante pel tubo. Così il contenuto di questo si farà vieppiù leggiero; onde il getto s'innalzerà ancora di più, e il gas delle cavità continuerà ad espandersi e ad entrare nel tubo. Questa automatica e progressiva eliminazione del gas giungerà al punto ch'esso occuperà da solo qualche tratto notevole del tubo e produrrà le oscillazioni o il getto a ripresa, che si osservano durante il massimo della elevazione. Venuto fuori tutto il gas che poteva uscire dalle cavità, il tubo sarà di nuovo riempiuto da acqua contenente soltanto la quantità solita di bolle gasose e avente per conseguenza il solito peso; onde il getto si abbasserà. Inoltre il gas ch'era rimasto nelle cavità,

maggiormente premuto, diminuirà considerevolmente di volume, ed al suo posto salirà l'acqua. Questa, dunque, appena cessata l'elevazione, prenderà in minore quantità del solito la via del tubo; e il getto scenderà quindi al di sotto del normale. Però le cavità — le quali, come c'indica il materiale solido emesso dalla sorgente, non possono essere molto grandi — in breve si riempiranno di tutta l'acqua che son capaci di contenere; questa penetrerà nella solita copia entro il tubo, e per conseguenza il getto ripiglierà presto la solita altezza. Dopo comincerà un nuovo ciclo; infatti, come abbiamo veduto, l'acqua, passando per quelle cavità, vi lascerà del gas, onde il livello vi si andrà a poco a poco riabbassando; poi, dopo un certo tempo, del gas entrerà nel tubo, e il getto principierà di nuovo a innalzarsi.

A questa ipotesi si potrebbe obiettare che il fenomeno dell'elevazione dovrebbe essere più brusco e più netto: cioè il getto dovrebbe prima sollevarsi rapidamente, poi interrompersi per dar luogo all'emissione di solo gas, e poi scendere immediatamente al di sotto del normale. Ma tale obiezione non regge quando si pensi che le cavità devono essere irregolari, meandriformi; che varia dev'essere la loro distanza dall'estremo del tubo; che nelle diverse cavità l'acqua e quindi il gas circoleranno con velocità differenti; e che il tubo è abbastanza lungo e stretto: tutte circostanze le quali ostacolano il simultaneo, rapido ed esclusivo smaltimento del gas delle cavità.

Ammessa questa ipotesi, anche le varie particolarità del fenomeno dianzi accennate troverebbero una interpretazione soddisfacente. Così il graduale e progressivo allungamento dell'intervallo fra le elevazioni dipenderebbe dall'ampliarsi delle cavità sotterranee, dovuto all'asportazione del materiale, che ancora adesso, benchè in piccola quantità, si raccoglie nella vasca. Il fatto che nei primi tempi dopo la comparsa della sorgente l'abbassamento del getto al di sotto dell'altezza normale non avveniva o era così lieve da passare inosservato, si spiegherebbe con la circostanza che in principio le cavità, essendo assai piccole, si riempivano di acqua già durante i primi minuti secondi della discesa del getto; ma poi con l'ingrandimento delle cavità si sarà evidentemente allungato il tempo necessario a riempirle, e quindi si sarà avuta una discesa al di sotto del normale, mano a mano più lunga. Naturalmente tale discesa, da principio molto breve, sarà stata confusa con le solite oscillazioni. Infine la maggiore durata dell'intervallo e la diminuzione dell'altezza del getto, osservate in coincidenza con i terremoti (le quali costituiscono un fatto importantissimo, che suggerisce un nuovo mezzo d'indagini sismiche), sarebbero determinate dalle piccole fenditure legate ai rassetti che le scosse producono nei terreni frammentarii e poco coerenti: fenditure per le quali possono evadere tanto l'acqua, ciò che determinerebbe la diminuzione dell'altezza del getto, quanto il gas, ciò che produrrebbe l'allungamento dell'intervallo; il fenomeno poi cesserebbe con l'occlusione delle fenditure, dovuta alla pressione che regna nelle parti profonde della corteccia terrestre.

finita di stampare il dì 10 Settembre 1908

Vol. XIV, Serie 2.a N.° 3.

ATTI DELLA R. ACCADEMIA

DELLE SCIENZE FISICHE E MATEMATICHE

LA SORGENTE MINERALE DI VALLE DI POMPEI

RELAZIONE DELL'ANALISI CHIMICA E BATTERIOLOGICA

dei Soci A. OGLIALORO, M. BAKUNIN e del prof. F. ARENA

presentata nell'adunanza del dì 11 Luglio 1908

Tra il Vesuvio ed il mare, a tre km. da questo e a dieci dall'asse di quello, in una proprietà del conte De Fusco, sita nel centro della cittadina di Valle di Pompei, poco discosta dalle due stazioni ferroviarie, sorge quest'acqua minerale. Essa attraversa un pozzo artesiano con tubi del diametro di 13 cm. e profondo 96 metri, elevandosi con getto meraviglioso di solito tra 6 e 8 metri, per raggiungere a brevi e periodici intervalli l'altezza di 25 a 27 metri [1]).

La prima raccolta di acqua, da servire per i saggi preliminari, venne fatta l'11 Settembre 1907.

Già dal 26 Agosto l'acqua era venuta fuori con violento getto e la gran copia di essa, che per mancanza di scolo avrebbe potuto riversarsi nella città di Valle di Pompei, causando grave danno, aveva consigliato i tecnici a provvedere ad una temporanea chiusura della bocca del pozzo artesiano con un tappo cilindrico di ferro, tenuto fermo con contrappesi di parecchi quintali.

La vasca, nel centro della quale si trova ora la bocca della sorgente, era solo in costruzione e provvisoriamente era stato scavato alla meglio un condotto, che traversando le campagne, giungeva a fiume e che serviva per il discarico dell'acqua sgorgante attraverso le commessure, per il non perfetto combaciamento del tappo con i bordi della parete superiore del foro artesiano.

Ad evitare che l'acqua si riversasse nella vasca, non ancora completata, la bocca del pozzo era stata circondata da una specie di grande coppa di ferro, alta poco più di un metro, provvista a due terzi della base di un grosso tubo erogatore, che si immetteva direttamente nel condotto provvisorio di scarico.

Malgrado ciò ad intermittenza l'acqua spumeggiante riempiva la coppa e la schiuma abbondantissima si riversava dalla stessa, mentre l'anidride carbonica, sprigionantesi dall'acqua, pesantemente si spandeva nell'aria, così che si aveva nello avvicinarsi alla sorgente un vero senso di soffocazione.

---

[1]) V. Relazione geologica Bassani e Galdieri, Atti Reale Acc. Sc. fis. e mat., Vol. XIV, Ser. II, N. 2.

I saggi preliminari eseguiti su quest'acqua, raccolta l'11 Settembre, furono in seguito ripetuti sull'acqua raccolta, quando, essendo già completata la costruzione della vasca e del tubo erogatore, il tappo era stato già tolto ed il meraviglioso getto liberamente fuoriusciva dal foro artesiano ricadendo nella vasca raccoglitrice.

L'analisi completa, qualitativa e quantitativa, venne fatta con l'acqua raccolta sulla sorgente il 4 Novembre 1907; ma si eseguirono delle determinazioni di confronto con acqua presa alla sorgente l'11 Settembre 1907, l'8 Ottobre 1907 e l'8 Maggio 1908.

Per le ricerche delle sostanze contenute in piccola quantità servì anche l'acqua raccolta il 24 Settembre 1907.

SULLA SORGENTE

Trattandosi di un'acqua, che viene emessa da notevoli profondità attraverso il condotto di un pozzo artesiano, carica di gran quantità di sostanze gassose, che si liberano dall'acqua in vasi aperti nelle ordinarie condizioni di temperatura e pressione, bisognava per i campioni da servire ai varî saggi rilevarli, ovviando, per quanto fosse possibile, l'esposizione dell'acqua all'aria atmosferica.

D'altro lato la violenza con la quale l'acqua viene emessa non permette di seguire l'ordinaria tecnica descritta per sorgenti, che si raccolgono in bacini a minore o maggiore profondità dalla superficie del suolo, ma in condizioni tali, che l'immersione dei recipienti in seno alle acque riesce di facile attuazione.

Nel caso presente non si è voluto raccogliere l'acqua per i saggi nel gran bacino, che circonda il tubo di emissione, nel quale, come già è stato detto, si riversano le acque, prima d'incanalarsi nei condotti che adducono l'acqua a fiume. E questo non solo pel fatto che l'acqua si sarebbe trovata per la notevole superficie del bacino raccoglitore in contatto con l'aria atmosferica, ma anche per la specialissima natura dell'acqua in esame, che, con l'eliminazione di sostanza gassosa, lascia depositare parte dei prodotti disciolti.

Si è pensato allora di fare costruire un tubo di ghisa di tre c. m. di diametro, piegato ad una estremità ad angolo retto, in modo che la branca verticale misura la lunghezza di due metri, la branca orizzontale invece è lunga dieci, così da superare di poco il raggio del bacino circolare raccoglitore, al cui centro si trova la sorgente.

L'altra estremità del tubo orizzontale è lievemente incurvata ad angolo assai ottuso, così da opporre una minima resistenza al liquido che deve fuoriuscirne.

La branca verticale, già descritta, fu senz'altro immessa nel canale artesiano, fissandola con speciale morsa a vite. Dato il suo diametro assai minore del foro artesiano, attraverso questo ultimo non viene intercettata l'uscita dell'acqua. Essa ne zampilla con forte getto, presentando i fenomeni altrove descritti [1]) ed in parte solo incanalandosi nel tubo a diametro più stretto può condursi alla periferia della vasca, carica ancora delle sostanze gassose e solide disciolte, così che essa può considerarsi del tutto identica a quella ascendente nel foro artesiano, senza aver variato nella sua composizione e subita l'azione dell'aria.

[1]) V. relazione geologica.

Per riempire i varî recipienti s'introdusse, per circa due metri, nel tubo di diametro stretto, dalla estremità leggermente ricurva, un grosso tubo di gomma poco flessibile. Pur non precludendo l'uscita dell'acqua dal tubo esterno di ghisa, quello interno di gomma veniva traversato da buona parte di essa, funzionando da ottima presa di acqua e permettendo il facile riempimento dei recipienti e tutte le altre operazioni necessarie.

Nella sistemazione definitiva per il riempimento delle bottiglie fuori contatto di aria, dei tubi verticali di metallo saldati al tubo orizzontale di efflusso sono messi direttamente in comunicazione coi recipienti, che vengono ermeticamente chiusi.

È bene aggiungere che attraverso i tubi di efflusso, prima di raccogliere l'acqua, essa fu fatta scorrere per parecchio tempo; le bocce furono lavate con acqua distillata ed asciugate, indi riempite completamente e chiuse ermeticamente.

L'acqua da servire per le determinazioni delle sostanze solide disciolte fu raccolta in bocce da circa 100, 250, 500, 1000, 2000 cc. oltre che in grandi damigiane, queste da servire per le sostanze contenute in quantità minore.

Per le determinazioni delle sostanze gassose si usarono bocce speciali, come sarà detto in seguito.

Le analisi furono compiute sul tracciato indicato dal Fresenius, con quelle modificazioni che reputammo opportune introdurre dall'esame di memorie originali su analisi di acque minerali italiane e di altri paesi stranieri, e da considerazioni riguardanti la speciale composizione dell'acqua.

SAGGI PRELIMINARI

Alla sorgente stessa furono fatti taluni saggi.

L'acqua al tubo di efflusso ha sempre la temperatura di 14° C qualunque sia la temperatura dell'ambiente: infatti si conservò tale l'11 Settembre, quando la temperatura dell'ambiente era di 27° C, l'8 Maggio con temperatura ambiente di 20° C e la medesima temperatura si conserva tutt'ora. Appena raccolta in recipienti essa si presenta limpida ed incolora e tale si mantiene, purchè il recipiente sia completamente riempito di acqua ed ermeticamente chiuso, così da evitare ogni contatto con l'aria e ogni perdita di sostanza gassosa da parte dell'acqua.

In recipienti aperti, per l'azione dell'aria e pel rapido svolgersi di anidride carbonica, si determina la graduale separazione di una parte delle sostanze disciolte sotto forma di depositi ocracei, onde è che l'acqua acquista l'apparenza torbida ed il colore lievemente rossiccio.

Il sapore acidoletto piacevolissimo, diventa con l'esposizione all'aria meno frizzante.

La carta di laccamuffa si arrossa rapidamente, se immersa in quest'acqua, ma ridiventa azzurra, se esposta all'aria, ed in modo simile diventa azzurra la carta di laccamuffa, precedentemente arrossata da acido, qualora immersa nell'acqua viene lasciata qualche minuto all'aria.

L'acqua di calce in eccesso vi determina un abbondante precipitato, indice di presenza di anidride carbonica libera o di bicarbonati o carbonati alcalini.

L'assenza di odore d'idrogeno solforato e la mancanza di precipitato nero per azione dell'ossido di piombo, sciolto in soda, o di una soluzione di cloruro di rame, indicano non esservi idrogeno solforato o solfuri solubili, fatto confermato dalla mancanza di ogni colorazione col nitroprussiato, sia nell'acqua sola, sia nell'acqua in precedenza precipitata con idrato e carbonato sodico.

Il cloruro di bario non determina nell'acqua precipitato alcuno, anche con acqua lasciata in riposo e filtrata, ciò che esclude i solfati in quantità apprezzabili nelle cennate condizioni.

La colorazione caratteristica dei nitriti non si rileva con l'acido solfoanilico, l'acido solforico e l'α-naftilamina.

La difenilamina in presenza di acido solforico dà lieve accenno alla colorazione azzurra determinata da quantità trascurabili di nitrati.

L'ammoniaca è da escludersi, mancando la reazione caratteristica del liquido di Nessler, se addizionato all'acqua precedentemente trattata con carbonato sodico e potassa.

L'ossidulo di ferro è in quantità rilevante, giacchè intensa è la colorazione rosso viola, che si ha con acido tannico; intensa la rossa con acido gallico.

I gas, che si svolgono dalla sorgente, raccolti mostrarono essere quasi esclusivamente, se non esclusivamente, anidride carbonica, come peraltro venne confermato dalle ulteriori analisi.

SUL GAS CHE SI SVOLGE ALLA SORGENTE

Il 4 Novembre fu eseguita sulla sorgente stessa una speciale ricerca sulle sostanze gassose con apparecchio ideato dal Prof. Oglialoro.

L'apparecchio consta di un cilindro di vetro ad un fondo chiuso, del diametro di 15 cm. e di un'altezza di 25 cm., munito di una apertura laterale inferiore e di un'altra superiore; di una allunga col diametro massimo di 8 cm., con una estremità tirata alla lampada e piegata ad angolo retto; di una boccia Drechsel a tappo smerigliato ed infine di una boccia di Woulff con una apertura inferiore ed una superiore.

L'allunga veniva capovolta nel cilindro di vetro e messa in comunicazione colla estremità affilata a mezzo di un caoutchouc con il tubo della boccia di Drechsel, quello sfiorante semplicemente la superficie inferiore del tappo a smeriglio. L'altro tubo di questa boccia, invece, era messo in comunicazione, a mezzo di tubo di gomma innestato a tubo di vetro traversante tappo di sughero, con l'apertura laterale inferiore della boccia di Woulff.

Il cilindro di vetro, contenente come abbiamo già detto l'allunga, era organizzato in modo da permettere l'afflusso continuo dell'acqua, che entrando dalla apertura inferiore usciva dall'altra, essendosi liberata dalle sostanze gassose.

All'uopo l'apertura inferiore del cilindro venne chiusa con tappo di sughero forato, attraverso il quale passava un tubo di vetro con una estremità piegata ad angolo retto e su questa estremità a guisa di campana veniva sovrapposta l'allunga. L'altra apertura laterale superiore del cilindro, per un più adatto funzionamento,

era provvista anch'essa di tappo, traversato da tubo di vetro, al quale si attaccava un tubo di gomma di variabile lunghezza per asportare l'acqua di rifiuto.

Il funzionamento dell'apparecchio avveniva nel modo che ora descriveremo: l'apertura inferiore del cilindro veniva senz'altro messa in comunicazione col tubo adducente l'acqua dalla sorgente, già da noi descritto; cilindro ed allunga venivano riempiti d'acqua; la boccia Drechsel e la Woulff con potassa. Il riempimento dell'allunga e della boccia Drechsel era fatta in modo da escludere la presenza delle bolle d'aria: due pinze poste ai tubi di gomma di unione tra l'allunga e la boccia Dr. rendevano facile l'alternarsi della chiusura e della comunicazione dei due apparecchi.

L'acqua giungendo sotto l'allunga, precedentemente riempita di acqua, si liberava delle sostanze gassose, che rapidamente da essa si sprigionavano a temperatura e pressione ordinaria; queste venivano a raccogliersi nell'allunga e con la apertura delle pinze passavano nella boccia Dr., donde la potassa, spostata per lieve tratto dalla sostanza gassosa, si riversava nella boccia Woulff. Ma rapidamente i gas erano assorbiti dalla potassa, assorbimento facilitato coll'elevarsi della boccia di Woulff.

L'acqua entrante per l'apertura inferiore del cilindro, lasciate le sostanze gassose, riempiva di continuo il bicchiere fino al livello dell'apertura superiore laterale, dalla quale si riversava.

Avendo fatto funzionare per più di cinque ore l'apparecchio, curando di rinnovare la potassa della boccia di Woulff, che pur essendo al 40 % rapidamente saturavasi, a causa dell'abbondantissimo sviluppo di anidride carbonica, e curando di regolare l'afflusso di acqua nelle elevazioni intermittenti del getto della sorgente, si potette constatare che la sostanza gassosa non assorbita, il cui volume era circa di cinque cc., era costituito da ossigeno ed azoto, nè conteneva idrocarburi, come risultò dal nessun aumento di volume in presenza di ossigeno per azione delle scintille elettriche.

La piccola quantità di miscuglio gassoso, non assorbito dalla potassa e che evidentemente è dell'aria atmosferica, con quasi sicurezza può considerarsi proveniente dall'aria, sciolta nella soluzione potassica, la quale, quantunque bollita precedentemente, per il funzionamento dell'apparecchio, si trovava sempre in contatto con l'aria.

ANALISI DEI GAS DISCIOLTI

L'assenza di idrocarburi e la presenza di anidride carbonica fu confermata dall'analisi dei gas disciolti e si constatò inoltre l'assenza di ossigeno ed azoto.

L'acqua da servire a questo esame fu posta alla sorgente in palloni da un litro circa e si ebbe speciale cura di riempirli completamente, tappandoli poi con tappi di gomma, traversati da quei speciali tubi scorrevoli, chiusi ad una estremità e muniti verso di essa di un foro laterale, così da potere rapidamente stabilire o interrompere la comunicazione tra l'interno del recipiente e l'esterno.

Da questi palloni furono estratti i gas disciolti con la nota tecnica, che richiede l'apparecchio del Reichardt, modificato dal Tiemann e Preusse.

Dall'acqua, tenuta in ebollizione, non si ebbero che gas solubili in potassa, quindi è esclusa l'esistenza di ossigeno, azoto ed idrocarburi.

ANALISI QUALITATIVA

RICERCHE QUALITATIVE SULL'ACQUA DOPO EBOLLIZIONE

Un litro e mezzo circa di acqua fu tenuto in ebollizione a livello costante per circa un'ora e filtrato, dopo raffreddamento, a pompa.

Le acque filtrate precipitano, per quanto lievemente, con cloruro baritico, dopo acidificazione con acido cloridrico, donde si deduce, che benchè in quantità scarse, dopo l'ebollizione la presenza dei solfati è rilevabile. Affermativa la reazione dei cloruri. Assai scarsi sono i nitrati ed i fosfati, come risultò dalla reazione della difenilamina per i primi e del molibdato per i secondi. In notevole quantità si trovano i carbonati alcalini: infatti il filtrato fa effervescenza con acido cloridrico e precipita con cloruro di calcio, scomparendo tale precipitato per addizione di acido cloridrico.

Nel filtrato si trovano ancora piccole quantità di sali di calcio e di magnesio; predominano invece i sali di sodio e di potassio.

La silice si trova sopratutto nel residuo solido, resta indisciolta nel trattamento di esso residuo con acido cloridrico, mentre nella soluzione acida con i soliti processi si rinvenne in quantità discrete ferro, calcio, magnesio.

La grande quantità di anidride carbonica libera viene confermata dal modo di comportarsi dell'acqua non bollita con idrato di calcio.

RICERCHE QUALITATIVE SUL RESIDUO DI EVAPORAZIONE DI CINQUANTA LITRI DI ACQUA

Cinquanta litri di acqua furono in grandi capsule di porcellana a bagno di sabbia concentrate a quattro litri circa, filtrando poi a pompa e lavando la parte indisciolta.

Si analizzarono separatamente le due porzioni.

Nel residuo insolubile si potette confermare l'acido fosforico, separandolo in soluzione cloridrica dalla silice e ricercandolo in soluzione nitrica con molibdato ammonico.

Anche il fluoro venne ritrovato, ma in quantità così scarsa, che ripetemmo la ricerca con quantità maggiore di acqua, come sarà detto in seguito.

Con trattamento cloridrico-solforico di circa la metà dell'intero residuo, si isolò nella porzione insolubile la silice, un poco di solfato di bario e dell'acido titanico in tracce, separando tra loro tali corpi con acido fluoridrico e bisolfato potassico, e rilevando il comportamento spettroscopico del bario. Mentre nella soluzione l'analisi sistematica, oltre al confermare notevoli quantità di calcio, magnesio e ferro, permise di rinvenire fosfato magnesiaco, tracce di manganese ed infine una piccola quantità di bario e stronzio, opportunamente confermati con saggi spettroscopici.

La soluzione acquosa, ottenutasi per concentrazione dei cinquanta litri, separata dalla parte solida e mescolata alle acque di lavaggio di quest'ultima, fu sottoposta a speciali ricerche per rintracciare l'acido nitrico, il bromo, il iodio, il boro ed il litio.

L'acido borico si rivelò in tracce nel liquido concentrato e acidificato per la reazione delle carte di curcuma e per la formazione di fluoruro di boro da una parte del residuo di evaporazione, mescolato a fluoruro di calcio ed acido solforico.

Nella estrazione alcoolica di un'altra parte del residuo di evaporazione si rinvennero tracce di nitrati, ioduri e bromuri. Non scarso il litio, che potette in una terza parte del residuo di evaporazione, trasformato in cloruro, con trattamento alcoolico al 90 % liberarsi dalla maggior parte degli altri corpi.

RICERCHE QUALITATIVE SUL RESIDUO DI EVAPORAZIONE DI TRECENTO LITRI DI ACQUA

Ridotto a 4 litri il residuo dell'evaporazione di 300 litri di acqua e separata a pompa la parte solida dalla liquida si procedette all'analisi di ciascuna porzione.

In quella liquida, acidificata con acido cloridrico, l'idrogeno solforato precipitò tracce di solfuro di arsenico, solo rilevabili con l'apparecchio di Marsch.

Si ritrovarono inoltre rubidio e cesio, separandoli dagli altri sali, sopratutto potassici e sodici, con ripetuti trattamenti alcoolici, isolandoli allo stato di cloroplatinati, lavandoli con acqua, e saggiandoli allo spettroscopio.

L'analisi sistematica della porzione solida, oltre al confermare i corpi precedentemente rinvenuti, dimostrò la presenza di piccole quantità di allumina, precipitatasi con ammoniaca e debitamente separata dal ferro e dal manganese e quella del fluoro essendosi avuto l'attacco netto, per quanto lieve, del vetro con il residuo precedentemente trattato con acido acetico, lavato, seccato e mescolato con acido solforico in capsula di platino ricoverta con lastra parzialmente paraffinata.

Riassumendo i risultati dell'analisi qualitativa le sostanze che si rinvengono disciolte in quest'acqua debbono essere classificate nel seguente ordine, tenuto conto delle loro quantità

ACIDO CARBONICO LIBERO CARBONATI CALCIO MAGNESIO POTASSIO SODIO FERRO	abbondanti	CLORURI **non abbondanti** SOLFATI **scarsi**
BROMURI IODURI NITRATI FOSFATI MANGANESE BARIO STRONZIO LITIO	piccole quantità	FLUORO BORO, RUBIDIO, CESIO, ARSENICO, ALLUMINIO: **tracce** TITANIO

ANALISI QUANTITATIVA

L'acqua essendo stata raccolta alla sorgente in boccie di varia grandezza si potette per le singole determinazioni servirsi di tutto il contenuto di ciascuna boccia, pesando con bilancia sensibile ai 5 milligrammi la boccia prima piena, e poi vuota di tutto il contenuto. Si evitarono così i possibili errori dipendenti da parziali depositi, formantisi col riposo dell'acqua, col vantaggio di sostituire la misura ponderale a quella volumetrica, che è influenzata dalla temperatura, metodo che il Fresenius ed altri consigliano e seguono nell'analisi di molte acque minerali.

Peso specifico

L'acqua fu raccolta in quelle speciali bocce a collo allungato e strozzato, così da poterle riempire fino ad un certo limite alla sorgente, chiuderle alla lampada e pesarle in laboratorio.

Il rapporto tra il peso dell'acqua in esame e un medesimo volume di acqua distillata alla medesima temperatura ci dettero questi dati:

	I.	II.
Acqua minerale	gr. 79,595	gr. 77,546
Acqua distillata	» 79,255	» 77,163

Peso specifico a 14°:
I. 1,0042 II. 1,0049 Media 1,0045

Residuo fisso

L'acqua fu evaporata cautamente in crogiuolo di platino a bagno maria, sia raccogliendo in un unico crogiuolo tutto il saggio di acqua e pesando il residuo, scaldato in stufa a 180°, sia lasciando prima il saggio in bicchiere esposto all'aria e separando il liquido dal deposito formatosi. Il liquido veniva colle solite norme evaporato e tenuto in stufa a 180°, mentre il deposito si scioglieva in acido nitrico. Il residuo di tale soluzione ottenuto per evaporazione di essa, calcinato, trattato con carbonato ammonico e acqua e scaldato a moderato calore veniva pesato, sommando questo peso a quello del residuo del liquido filtrato.

Questa separazione venne attuata, come controllo alle determinazioni eseguite pesando direttamente il residuo totale della evaporazione dell'acqua, trattandosi di un'acqua magnesiaca con contenuto di ferro, ciò che rende assai penoso, quando successivamente i residui si trasformano in solfati, scaldarli a temperatura tale da decomporre perfettamente il solfato di ferro e non decomporre quello di magnesia.

Le analisi della porzione depositatasi per esposizione all'aria e di quella rimasta disciolta lasciarono constatare la prima essere esente di magnesio e contenere ferro e calcio, la seconda essere esente di ferro e contenere magnesio e calcio.

La trasformazione dei residui in solfati fu fatta trattandoli con acido solforico diluito e calcinandoli con carbonato ammonico fino a costanza di peso.

Sul residuo fisso a 180° occorre osservare che la trasformazione del carbonato ferroso in sesquiossido è tutt'altro che completa, a giudicarne dalla colorazione appena gialletta che assume, malgrado lo scaldamento a 180° fino a costanza di peso, colorazione ben differente da quella rossa ocra, che interviene quando il medesimo residuo trasformato in solfati è calcinato. Tuttavia visto che di solito si calcola a sesquiossido di ferro e che minima è la differenza di peso tra i residui della porzione di acqua evaporata senz'altro e di quelli ottenuti raccogliendo separatamente la parte precipitata all'aria e la parte rimasta in soluzione, come sopra è stato detto, lo calcoliamo in seguito come sesquiossido di ferro.

I. Acqua gr. 125,225.
Residuo a 180° gr. 0,4885 e per mille gr. 3,90.
» in solfati » 0,6640 » » 5,30.

II. Acqua gr. 237,945.
Residuo a 180° gr. 0,9524 » » 4,00.
» in solfati » 1,2642 » » 5,31.

III. Acqua gr. 118,065 (tenuta 42 ore esposta all'aria).
Residuo a 180° porz. sol. gr. 0,3478; porz. ins. gr. 0.1021; per mille gr. 3,81.
Residuo in solfati porz. sol. gr. 0,4572; porz. ins. gr. 0,1706; per mille gr. 5.31.
Media: Residuo a 180° gr. 3,90. Residuo in solfati gr. 5,30.

Anidride carbonica totale

Lo svolgimento di anidride carbonica è così copioso ed in tale quantità essa si libera nell'atto della fuoriuscita dell'acqua dalla sorgente, che ogni determinazione, per quanto rapidamente compiuta la raccolta di acqua, è inferiore al reale contenuto della stessa nel condotto artesiano.

Tuttavia per conoscere con approssimazione quella, che viene imprigionata in una boccia, rapidamente chiusa, (così come potrà essere data in commercio), si mescolò l'acqua di tali boccie precedentemente pesate con eccesso di cloruro di calcio ammoniacale, scaldando opportunamente a bagno Maria a 80-90°, evitando accesso di aria. Si raccolsero, si lavarono i depositi, riversandoli nei matracci, ove si compiè la precipitazione e adattandoli direttamente al noto apparecchio del Classen. Con acido cloridrico si mise in libertà l'anidride carbonica, che fu poi ricacciata con una corrente di aria pura negli apparecchi misuratori. Per essere l'anidride carbonica in quantità notevole, fu raccolta oltre che nei tubi ad U con calce sodata anche in bolle di Liebig riempite di soluzione di potassa.

I. Acqua gr. 520,525.
Anidride carbonica trovata gr. 2,577. Per mille gr. 4,9507.

II. Acqua gr. 127,750.
Anidride carbonica trovata gr. 0,546. Per mille gr. 4,2739.

III. Acqua gr. 500,400.
Anidride carbonica trovata gr. 2,310. Per mille gr. 4,6163.
Media: Anidride carbonica per mille gr. 4,6136.

Anidride carbonica libera, combinata e semicombinata

L'esistenza di anidride carbonica libera in grande quantità non è dubbia, come è già risultato dall'analisi qualitativa.

La sua quantità può dedursi, calcolando l'anidride carbonica combinata e semicombinata colle basi e sottraendo tale quantità dall'anidride carbonica totale trovata.

Risultano dal calcolo della composizione del residuo di mille grammi di acqua queste cifre:

Anidride carbonica del carbonato di calcio	gr.	0,7305
» » » » » magnesio	»	0,6104
» » » » » sodio	»	0,1169
» » » » » potassio	»	0,1633
» » » » » ferroso	»	0,0400
» » combinata	»	1,6611
» » semicombinata	»	1,6611
» » combinata e semicombinata	»	3,3222
» » totale trovata	»	4,6136
» » libera calcolata	»	1,2914

Cloro

Si è proceduto alla determinazione gravimetrica del cloro, precipitandolo, previa acidificazione dell'acqua, allo stato di cloruro di argento.

I. Acqua gr. 254,935. Argento ottenuto gr. 0,0704.
Cloro corrispondente gr. 0,0231. Per mille gr. 0,090.

II. Acqua gr. 257,220. Argento ottenuto gr. 0,0686.
Cloro corrispondente gr. 0,0225. Per mille gr. 0,087.
Cloro media. Per mille gr. 0,088.

Anidride solforica

L'acqua liberata dalla silice venne precipitata con cloruro di bario con le note regole.

I. Acqua gr. 488,63. Solfato di bario gr. 0,0102.
Anidride solforica corrispondente gr. 0,0035. Per mille gr. 0,007.

II. Acqua gr. 1089,015. Solfato baritico gr. 0,0222.
Anidride solforica corrispondente gr. 0,0076. Per mille gr. 0,007.
Media: Anidride solforica per mille gr. 0,007.

Anidride silicica

L'isolamento della silice fu attuato nel modo solito, acidificando l'acqua, portando a secco, riprendendo con nuovo acido fino a ridurre la silice insolubile, che per filtrazione venne separata, calcinata e pesata.

I. Acqua gr. 492,05. Silice corrispondente gr. 0,0477. Per mille gr. 0,096.
II. Acqua gr. 492,56. Silice corrispondente gr. 0,0415. Per mille gr. 0,084.
III. Acqua gr. 1122,23. Silice corrispondente gr. 0,0900. Per mille gr. 0,080.
Media: Silice per mille gr. 0,086.

Ferro

L'acqua liberata dalla silice dopo ebollizione con acido cloridrico, si precipitò con ammoniaca. Questo precipitato, potendo contenere non solo fosfati e tracce di allumina, ma anche carbonati alcalino terrosi, causa l'anidride carbonica dell'ambiente di laboratorio, ed inoltre del manganese, fu raccolto e ridisciolto in acqua acidulata con acido cloridrico. Si fece bollire la soluzione in presenza di cloruro ammonico in eccesso, perchè il sesquiossido di manganese si trasformasse in ossido, aggiungendo ammoniaca durante l'ebollizione e serbando il volume costante si continuò a far bollire fino a scacciare tutta l'ammoniaca, in modo che il manganese restasse in soluzione e le tracce di allumina e fosfati venissero precipitati assieme al sesquiossido di ferro.

Una nuova soluzione cloridrica di questo ultimo precipitato con addizione di carbonato ammonico fino a neutralizzazione incompleta ci mise in grado di liberare il ferro dai fosfati e dalle ultime tracce di manganese.

Il precipitato, separato dalle acque, che non si intorbidarono neppure per aggiunta di ammoniaca, fu sciolto in acido cloridrico e trattato con solfuro ammonico in presenza di tartrato potassico puro, curando di scaldare lievemente per determinare il completo deposito del solfuro di ferro. Questo venne poi filtrato rapidamente a caldo, preservando il solfuro, per quanto era possibile, dal contatto dell'aria e lavandolo con acqua calda e solfuro ammonico.

Il solfuro di ferro fu così isolato puro; sciogliendolo in acido cloridrico con gocce di acido nitrico si ebbe per addizione di ammoniaca il sesquiossido di ferro da dosarsi, che si constatò esente di silice.

Nelle acque separate dal solfuro di ferro si trovarono in quantità non dosabili allumina ed acido fosforico col procedimento indicato dal Fresenius.

I. Acqua gr. 492,05.
Sesquiossido di ferro gr. 0,0355. Per mille gr. 0,072.
II. Acqua gr. 492,56.
Sesquiossido di ferro gr. 0,0356. Per mille gr. 0,072.
III. Acqua gr. 1122,23.
Sesquiossido di ferro gr. 0,0843. Per mille gr. 0,075.
Media del sesquiossido di ferro per mille gr. 0,073.

Manganese

I liquidi provenienti dalla separazione dei sali di ferro per precipitazione con ammoniaca e carbonato ammonico, dopo concentrazione, dettero con solfuro ammonico uno scarsissimo precipitato di solfuro di manganese non dosabile.

Calcio e magnesio

Questi metalli furono dosati allo stato di ossido di calcio e di ossido di magnesio e questo ultimo anche allo stato di pirofosfato.

Dopo acidificazione, concentrazione e filtrazione dei liquidi di risulta delle operazioni precedenti, con ossalato ammonico si separò l'ossalato di calcio, che venne purificato ridisciogliendolo in acqua acidulata e riprecipitandolo con ammoniaca. Raccolto e lavato venne calcinato fino a costanza di peso.

I. Acqua gr. 492,05.
Ossido di calcio gr. 0,4632. Per mille gr. 0,941.
II. Acqua gr. 492,56.
Ossido di calcio gr. 0,4621. Per mille gr. 0,938.
III. Acqua gr. 1122,23.
Ossido di calcio gr. 1,0448. Per mille gr. 0,931.
Media di ossido di calcio per mille gr. 0,937.

Dalle acque separate dall'ossalato di calcio il magnesio fu isolato o per precipitazione con fosfato ammonico, o allo stato di ossido di magnesio per ripetute calcinazioni del residuo di evaporazione e lavaggi con acqua per eliminare i sali solubili.

I. Acqua gr. 492,05.
Pirofosfato magnesiaco gr. 0,8098.
Ossido di magnesio corrispondente gr. 0,2935. Per mille 0,596.
II. Acqua gr. 492,56.
Pirofosfato magnesiaco gr. 0,6970.
Ossido di magnesio corrispondente gr. 0,2526. Per mille gr. 0,512.
III. Acqua gr. 1122,23.
Ossido di magnesio gr. 0,6462. Per mille gr. 0,575.
Media: Ossido di magnesio per mille gr. 0,560.

Sodio e potassio

L'acqua liberata dalla silice trattata con cloruro di bario e filtrata fu evaporata a secco ed il residuo venne bollito con eccesso di acqua di calce di nota purezza.

Dopo filtrazione, addizione al filtrato di ammoniaca, carbonato e ossalato ammonico, novella filtrazione ed evaporazione con calcinazione del residuo, per eliminare i sali ammoniacali, e dopo avere ripetuto su questo residuo un'altra volta il trattamento ora indicato, i cloruri si isolarono nel fondo di una capsula per evaporazione dei liquidi filtrati e si pesarono.

Scioltili poi in acqua e precipitati i cloruri con nitrato di argento, si ebbe il contenuto complessivo in cloro. Mettendo in rapporto tale cifra con quella che teoricamente corrisponderebbe al contenuto in cloro di una quantità di cloruro potassico, pari alla quantità di alcali trovata, applicando il dosamento indiretto consigliato dal Fresenius si dedussero i pesi rispettivi di cloruro sodico e potassico.

Acqua gr. 1089,015.
Cloruri alcalini gr. 1,1009. Per mille gr. 1,0100.
Cloro corrispondente gr. 0,5884.
Cloruro sodico gr. 0,4970. Per mille gr. 0,456.
Cloruro potassico (per differenza). Per mille gr. 0,554.

Litio

Il dosamento del litio fu fatto applicando il metodo spettroscopico del Föhr. Malgrado che anche nell'acqua non concentrata si è in grado di constatare la presenza del litio allo spettroscopio, abbiamo preferito per disporre di un materiale più ricco e più puro portare a piccolo volume cinque litri di acqua, separare la parte insolubile dalla solubile e ricercare in quest'ultima, debitamente acidificata con acido cloridrico e debitamente estratta, dopo evaporazione a secco, con alcool a 90°, il litio, che tutto si ritrovava nella soluzione alcoolica. Eliminato l'alcool e misurata con esattezza la soluzione acquosa residuale in apposita buretta, si determinarono i numeri di cc., che addizionati ad un litro di acqua distillata, erano sufficienti a far apparire la linea α al nostro spettroscopio, la sensibilità del quale fu contemporaneamente stabilita con una serie di saggi fatti aggiungendo ad un litro di acqua distillata quantità varie di una soluzione N/1000 di cloruro di litio fino all'apparizione della linea α: inutile aggiungere che si curò di usare fili di platino con occhielli a spire della stessa grandezza, di porli sempre nello stesso punto della fiamma e di tenere questa sempre nella stessa posizione rispetto la fessura dello spettroscopio. La sensibilità dello spettroscopio era tale che un litro di acqua distillata, contenente 0,00012019 di litio lasciava scorgere la riga del litio.

Si ottenne la reazione sensibile nella soluzione da dosarsi quando 16 cc. della stessa furono versati in un litro di acqua distillata, quantità corrispondente a 1/9,5 dell'intiera soluzione e perciò:

$$0{,}00012019 \times 9{,}5 : 5 = 0{,}00023 \text{ di Li per mille.}$$

Corrispondenti a gr. 0,00049 di Li_2O e a gr. 0,0022 di $LiHCO_3$ per mille.

Sostanze organiche

Il residuo, ottenutosi per evaporazione dell'acqua, tenuto a 100° in stufa, non subisce alcun annerimento se viene calcinato, per quanto apparisca il colore giallo rossiccio, dovuto alla presenza dei sali di ferro. Questo comportamento escluderebbe la presenza di sostanze organiche, per lo meno in quantità discrete.

Il criterio della differenza di peso tra il residuo scaldato a 180° ed il residuo scaldato al rosso, non è qui applicabile, perchè la perdita in peso, che per la natura stessa del residuo si avrebbe a causa della decomposizione dei carbonati, sarebbe a torto attribuita a presenza di sostanze organiche.

Non restava perciò, per attuare la ricerca delle sostanze organiche, che applicare il metodo fondato sulla ossidazione delle stesse con permanganato potassico.

Ma quest'acqua è ricca di sali ferrosi e perciò ha potere riducente notevole,

così che, appena raccolta, decolora rapidamente il permanganato. Ma se si lascia l'acqua in riposo per alcuni giorni in recipienti a metà riempiti e preservati dalla azione del polviscolo atmosferico, i sali di ferro si vanno mano mano depositando e l'acqua finisce per esserne esente. In tali condizioni, sperimentata con il permanganato non mostrò alcun potere riducente.

ESAME MICROSCOPICO E BATTERIOLOGICO

Il prelevamento dei campioni dell'acqua occorrente per questo esame venne fatto con tutte le cautele atte a garentirli da ogni eventuale inquinamento, per rendere attendibili i risultati. A tal uopo l'acqua che dal getto centrale della vasca, era per mezzo di un largo tubo in ferro, condotta al di fuori della periferia della vasca stessa, fu fatta scorrere per una buona mezz'ora entro un largo recipiente di vetro e da questo mediante pipette del Tursini furono prelevati i campioni per lo esame batteriologico di controllo da eseguire in laboratorio, non trascurando d'altra parte di eseguire sopra luogo e contemporaneamente le colture per detto esame.

Per l'esame microscopico i campioni, allo scopo di evitare il rapido intorbidamento dell'acqua, vennero prelevati in matraccetti di vetro ben lavati, sterilizzati e muniti di tappo a smeriglio, che si riempirono completamente e si garentirono con un tappo di ovatta e con un involucro di carta pergamenata assicurata al collo mediante legatura.

Infine tutto il materiale di esame prelevato fu trasportato in laboratorio in cassetta refrigerante ripiena di ghiaccio.

ESAME MICROSCOPICO

L'esame microscopico, eseguito sia con preparati a fresco che con preparati colorati e con osservazioni in goccia pendente, non mise in nessun caso il rilievo la presenza di organismi viventi, di alghe, infusorii, o di detriti di sostanze organiche. Fu notata bensì la presenza di sostanze minerali in sospensione, ma esse evidentemente provenivano dall'abbondante deposito che nell'acqua rapidamente si determina per lo sprigionarsi dell'anidride carbonica.

ESAME BATTERIOLOGICO

Tanto per la preparazione delle colture eseguite sopra luogo, che per quelle di controllo fatte in laboratorio, si adoperarono ogni volta 10 cc. di gelatina nutritiva e reazione neutra, ed altrettanti di agar, contenuti rispettivamente in separati tubi da reazione.

A mezzo di pipette graduate e sterilizzate furono volta per volta prelevati 1 cc., $^1/_2$ cc., $^1/_5$ cc. e $^1/_{10}$ cc. di acqua che si versarono con tutte le cautele in altrettante scatole di Petri sterilizzate. Fu aggiunta quindi in ciascuna scatola la gelatina, e l'agar precedentemente liquefatte, e dopo aver sufficientemente mischiato l'acqua col mezzo nutritivo, la gelatina e l'agar si lasciarono consolidare sopra un piano livellato.

Ottenuta la consolidazione, le scatole di gelatina furono mantenute alla temperatura di circa 20° C e quelle di agar alla temperatura di 37° C.

La numerazione delle colonie sviluppatesi sull'agar fu iniziata dopo il secondo giorno e ripetuta dopo ogni 24 ore. Il numero delle colonie sviluppatesi in gelatina fu definitivamente rilevato dopo 12 giorni.

In diverse delle 16 scatole preparate (8 per ciascun mezzo nutritivo) non si osservò alcuno sviluppo di colonie, solo in alcune tale sviluppo si ebbe, ma fu scarsissimo, tanto da permettere di eseguire la numerazione delle colonie direttamente senza l'ausilio di alcun apparecchio.

I risultati furono inoltre concordanti tanto per le colture preparate sopra luogo, che per quelle eseguite in laboratorio ed in media il numero delle colonie sviluppatesi per 1 cc. di acqua fu di 3 colonie per l'agar e di 5 colonie per la gelatina.

Dallo studio eseguito sui caratteri morfologici e biologici si rilevò che esse erano costituite da 2 sole specie batteriche, di cui l'una appartenente al genere Micrococco e l'altra al genere Sarcina, senza alcuna specie di bacilli.

La specie appartenente al genere Micrococco fu identificata per Micrococcus roseus (Flügge) non fluidificante la gelatina, ma avendo la proprietà di rammollirla col tempo.

La specie appartenente al genere Sarcina risultò coi caratteri della Sarcina aurantiaca (Koch) fluidificante lentamente la gelatina.

L'assenza completa di bacilli e di germi patogeni fanno giudicare quest'acqua batteriologicamente pura.

Il contenuto batterico rappresentato da due specie banali solite a rinvenirsi nell'aria, che si è riscontrato in alcuni dei preparati, deve evidentemente attribuirsi all'eventuale contatto con l'aria atmosferica stessa: infatti in molti dei preparati nei quali tale contatto potette evitarsi non si rinvennero neppure tali specie banali.

Perciò l'acqua alla sorgente deve ritenersi addirittura amicrobica, ciò che è perfettamente di accordo con la profondità notevole di essa.

CONCLUSIONI

Data la piccola quantità di cloro, la scarsissima quantità di anidride solforica e la enorme quantità di anidride carbonica, è logico dedurne che quasi tutti gli elementi che quest'acqua contiene disciolti lo siano allo stato di bicarbonati.

E perciò salvo una piccola quantità di cloruro di sodio ed una piccolissima di solfato di calcio, quest'acqua è ricca di bicarbonati alcalini, di bicarbonato di calcio, di magnesio e di ferro; costituendo così un tipo di acqua veramente caratteristico per la presenza contemporanea di bicarbonati alcalini, bicarbonati alcalino-terrosi e ferroso, in assenza di nitrati, con scarsi cloruri e scarsissimi solfati.

I metalli alcalini sono qui tutti rappresentati: il sodio ed il potassio in quantità notevole, in quantità piccola, ma dosabile, il litio, in tracce il rubidio ed il cesio.

Rappresentati sono anche i metalli alcalino-terrosi. Per il bario e per lo stronzio

le quantità sono scarse, invece l'acqua è ricca di calcio, per quanto questo elemento sia contenuto in dose minore, eguale o di poco superiore che in altre acque minerali di uso comune; col vantaggio di una percentuale di gran lunga inferiore per solfati e cloruri; nè mancano i carbonati alcalini ed in quantità opportuna vi si trova il ferro.

Il magnesio per essere contenuto allo stato di bicarbonato e non di solfato o cloruro fa che nell'acqua debbano riscontrarsi quelle proprietà caratteristiche dei carbonati, con azione tanto meno lassativa degli altri sali.

Le piccole quantità di bromo, iodio, arsenico sono certo assai preziose e completano quel meraviglioso insieme di corpi, che danno a quest' acqua così tipiche proprietà.

Il residuo si aggira attorno ai 4 grammi per litro, costituisce perciò un tipo di acqua minerale leggera, che si avvicina alle acque minerali leggere del bacino di Castellammare; predomina il carattere di acqua acidola, dato l'abbondantissimo contenuto in anidride carbonica, che la fa rassomigliare ad una vera acqua effervescente: e delle acque effervescenti ha il sapore frizzante, che di unito alla temperatura di 14° C fa che essa dia un senso di freschezza a chi la beve.

Lasciata a spontaneo riposo il ferro e buona parte di calcio si precipitano, cosicchè le sostanze disciolte si riducono di un quarto circa, ma tenuto conto, che nella parte precipitata si riscontrano sali di calcio e tutto il sale di ferro, mentre non si ritrova il magnesio, l'acqua filtrata da questo deposito diventa un'acqua alcalina-calcio-magnesiaca-carbonica con le proprietà delle acque alcaline leggere.

L'analisi batteriologica ha confermato quanto era da prevedersi data la profondità della sorgente, cioè essere essa batteriologicamente pura ed amicrobica.

Dall'insieme di questi caratteri crediamo che l'acqua tal quale viene raccolta alla sorgente, e conservata in bottiglie ermeticamente chiuse, è da ritenersi come acqua *carbonica-acidola-alcalina-ferrata-bicarbonata-calcica-magnesiaca.*

Quella che si ottiene per spontaneo riposo come acqua *alcalina-bicarbonata-calcica-magnesiaca, lievemente acidola.*

Saggi preliminari sulla radioattività delle emanazioni di quest'acqua furono già fatti con risultati affermativi. Sono in corso le ricerche per la determinazione delle sostanze alle quali tale radioattività deve attribuirsi.

QUADRO I.

DATI ANALITICI

Residuo

	I	II	III	Medie
Acqua impiegata. . . . . gr.	125,225	237,945	118,065	
Residuo corr. a 180°	0,4885	0,9524	0,4499	
» per 1000 gr.	3,90	4,00	3,81	3,90
» in solfati	0,6640	1,2642	0,6278	
» per 1000 gr.	5,30	5,31	5,31	5,30

Anidride carbonica totale

Acqua impiegata. . . . . gr.	520,525	127,750	500,400	
CO_2 corrispond.	2,577	0,546	2,310	
» per 1000 gr.	4,9507	4,2739	4,6163	4,6136

Cloro

Acqua impiegata. . . . . gr.	254,935	257,220		
Cloro corrisp.	0,0231	0,0225		
» per 1000 gr.	0,090	0,087		0,088

Anidride solforica

Acqua impiegata. . . . . gr.	488,63	1089,015		
SO_3 corrisp.	0,0035	0,0076		
» per 1000	0,007	0,007		0,007

Anidride silicica

Acqua impiegata. . . . . gr.	492,05	492,56	1122,23	
SiO_2 corr.	0,0477	0,0415	0,0900	
» per 1000 gr.	0,096	0,084	0,080	0,086

Ferro

Acqua impiegata. . . . . gr.	492,05	492,56	1122,23	
Fe_2O_3 corrisp.	0,0355	0,0356	0,0843	
» per 1000 gr.	0,072	0,072	0,075	0,073

Calcio

Acqua impiegata. . . . . gr.	492,05	492,56	1122,23	
CaO corrisp.	0,4632	0,4621	1,0448	
» per 1000 gr.	0,941	0,938	0,931	0,937

Magnesio

	I	II	III	Medie
Acqua impiegata. . . . . gr.	492,05	492,56	1122,23	
MgO corrisp.	0,2935	0,2526	0,6462	
» per 1000 gr.	0,596	0,512	0,575	0,560

Sodio e potassio

Acqua impiegata. . . . . gr.	1089,015
Cloruri alcalini corrisp. . . .	1,1009
» per 1000 gr.	1,0100
KCl per 1000 gr.	0,554
NaCl » » »	0,456
K_2O » » »	0,350
Na_2O » » »	0,242

QUADRO II.

MEDIA DEI RISULTATI ANALITICI

per 1000 grammi di acqua

Temperatura	14° C
Peso specifico . . . . . . gr.	1,0045
Cloro	0,088
Bromo.	picc. quant.
Iodio	»
Idrogeno solforato	assente
Anidride carbonica totale	4,6136
» solforica	0,007
» fosforica	picc. quant.
» nitrosa	assente
» nitrica	picc. quant.
» silicica	0,086
» borica.	tracce
Ossidulo di ferro FeO	0,065
Ossido di manganese MnO	picc. quant.
» » alluminio	tracce
» » calcio	0,937
» » stronzio	picc. quant.
» » bario	»
» » magnesio	0,560
» » sodio	0,242
» » potassio	0,350
» » litio	0,00049
» » rubidio	tracce
» » cesio	»
Ammoniaca	assente
Arsenico	tracce
Titanio	»
Potere riducente (O consumato dopo deposito dei sali di ferro)	nullo
Residuo fisso a 180°	3,90
Residuo in solfati	5,30

QUADRO III.

COSTITUENTI DEL RESIDUO FISSO ESPRESSI IN METALLI E RESIDUI ALOGENICI

CO_3 (combinato con Ca, Mg, Na, K)	gr.	2,2105
SiO_2		0,0860
Fe_2O_3		0,0730
Cl		0,0880
SO_4		0,0084
Ca		0,6698
Mg		0,3379
Na		0,1796
K		0,2906
Li		0,0002
		3,9440

QUADRO IV.

PROBABILE COMPOSIZIONE DEL RESIDUO A 180°

per 1000 grammi di acqua

SiO_2	gr.	0,086
Fe_2O_3		0,073
$CaCO_3$		1,662
$CaSO_4$		0,012
$MgCO_3$		1,170
Na_2CO_3		0,282
NaCl		0,145
K_2CO_3		0,513
Li_2CO_3		0,001

Residuo trovato 3,90 — Residuo calcolato 3,94

RESIDUO CALCOLATO IN SOLFATI

SiO_2	gr.	0,086
Fe_2O_3		0,073
$CaSO_4$		2,273
$MgSO_4$		1,670
Na_2SO_4		0,554
K_2SO_4		0,647
Li_2SO_4		0,001

Residuo trovato 5.30 — Residuo calcolato 5.304

QUADRO V.

CORPI DISCIOLTI IN 1000 GRAMMI DI ACQUA ESPRESSI IN METALLI E RESIDUI ALOGENICI

Residuo carbonico (dei bicarbonati)	HCO_3	gr. 4,6055
» solforico	SO_4	0,0084
Silice	SiO_2	0,0860
Cloro	Cl	0,0880
Ferro	Fe	0,0510
Calcio . . . . . , .	Ca	0,6698
Magnesio	Mg	0,3379
Sodio.	Na	0,1796
Potassio	K	0,2906
Litio	Li	0,00023
Anidride carbonica libera . .	CO_2	1,2914
		7,60843

QUADRO VI.

SOSTANZE DISCIOLTE IN 1000 GRAMMI DI ACQUA

SECONDO LA LORO PIÙ PROBABILE ASSOCIAZIONE

Anidride carbonica libera (lievemente variabile)	CO_2	gr. 1,2914
» silicica	SiO_2	0,0860
Bicarbonato ferroso.	$FeH_2(CO_3)_2$	0,1620
» di calcio	$CaH_2(CO_3)_2$	2,6900
» » magnesio	$MgH_2(CO_3)_2$	2,0290
» » sodio	$NaHCO_3$	0,4460
» » potassio	$KHCO_3$	0,7420
» » litio.	$LiHCO_3$	0,0022
Solfato di calcio	$CaSO_4$	0,0120
Cloruro di sodio	NaCl	0,1450
		7,6056

QUADRO VII.

PROBABILE COMPOSIZIONE DEL RESIDUO A 180° DI 1000 GRAMMI DI ACQUA

LASCIATA DUE GIORNI IN RIPOSO IN VASCA

SiO_2	gr. 0,086
Fe_2O_3	assente
$CaCO_3$	0,737
$MgCO_3$	1,170
$CaSO_4$	0,012
Na_2CO_3	0,282
NaCl	0,145
K_2CO_3	0,513
Li_2CO_3	0,001
	2,946

QUADRO VIII.

SOSTANZE DISCIOLTE IN 1000 GRAMMI DI ACQUA

LASCIATA DUE GIORNI IN RIPOSO IN VASCA, SECONDO LA LORO PIÙ PROBABILE ASSOCIAZIONE

Anidride carbonica libera	gr. picc. quant.
» silicica	0,086
Bicarbonato di calcio	1,193
» » magnesio	2,029
» » sodio	0,446
» » potassio	0,742
» » litio	0,0022
Solfato di calcio	0,012
Cloruro di sodio	0,145
	4,6552

Istituto Chimico della R. Università di Napoli.

finita di stampare il di 12 Ottobre 1908

Vol. XIV, Serie 2.ª

N.º 4.

ATTI DELLA R. ACCADEMIA

DELLE SCIENZE FISICHE E MATEMATICHE

SULLE PROPRIETÀ DI CONNESSIONE DELLE SUPERFICIE MONOIDALI

MEMORIA

di RUGGIERO TORELLI, *a Pisa*

presentata nell'adunanza del dì 12 Dicembre 1908

Il solo esempio comunemente citato di superficie algebriche unilatere è quello, già avvertito da parecchio tempo, delle rigate cubiche. La forma di queste rigate è poi stata più recentemente studiata, coi metodi della Geometria Descrittiva, dal Severi; il quale dalla rappresentazione piana di queste superficie ha dedotto elegantemente le loro proprietà di connessione *).

Sembrandomi desiderabile l'adduzione di altri esempî di superficie algebriche unilatere, io qui applico il metodo del Severi alle superficie monoidali. Rappresento una tal superficie sul piano col sistema della proiezione centrale (od ortogonale, secondo i casi); ed indico dapprima come si possano distinguere sul quadro le regioni corrispondenti alle varie falde della superficie. Esamino poi come si rappresentano sul quadro i cammini chiusi tracciati sulle varie falde; e in particolare come si rappresentano, ove esistano, quegli speciali cammini chiusi che caratterizzano le superficie unilatere. Da ciò ricavo una regola generale, di facile applicazione pratica, che permette di riconoscere, dalla rappresentazione piana di un monoide, se esso contiene o no falde unilatere. Ne deduco che generalmente tutte le falde sono bilatere; ma, quando la superficie presenta certe particolarità nelle sue singolarità e nel suo comportamento all'infinito, essa contiene qualche falda unilatera. Esempî di tali monoidi si costruiscono subito, colla massima facilità; io ne indico alcuni (tra cui la superficie di Steiner) in fine del lavoro.

---

*) Cfr. Severi, *Sulla forma delle rigate cubiche* [Atti del R. Ist. Veneto, LXII (1903), pp. 863-879].

§ I.

Monoidi. Loro rappresentazione piana

1. Consideriamo un monoide (irriducibile) F: ossia una superficie di ordine n, dotata di un punto $(n-1)$ plo O.

Nel punto O vi sarà un cono tangente χ, di ordine $n-1$, costituito dalle rette che hanno in O contatto n — punto con F; e su tal cono vi saranno $n(n-1)$ rette appartenenti a F. Esse costituiscono la completa intersezione di χ col cono che da O proietta una sezione piana arbitraria, non passante per O.

Un piano passante per O, e che non faccia parte di χ, sega F in una curva di cui O è punto $(n-1)$ plo, e le cui tangenti in O sono le intersezioni del piano con χ. Se il piano fa parte di χ, esso sega F in n rette, distinte o coincidenti, passanti per O.

Il monoide è perfettamente individuato quando si dia: il punto O col cono χ, una sezione piana non passante per O, e un altro punto qualunque. Ciò può vedersi, ad es., mediante la rappresentazione analitica di F.

2. Supponiamo che F sia definita da una equazione a coefficienti reali, e che O sia reale; talchè sarà reale F. Tra le rette di F passanti per O consideriamo (ove esistano) quelle reali; e diciamo a una qualunque di esse, che supporremo multipla secondo s per F; a sarà s-pla, almeno, per χ. Noi imporremo la restrizione che gli s piani tangenti a F in un punto variabile di a siano tutti distinti e variabili; o, come più brevemente diremo, che a sia *s-pla ordinaria* per F *). Gioverà tener presenti alcune conseguenze di tale ipotesi.

a) Un piano variabile attorno ad a sega F nella retta a, contata s volte, e in una curva residua C_{n-s}, di ordine $n-s$, avente il punto O come $(n-s-1)$ plo. *Questa curva non conterrà mai la retta a; e la sua ulteriore intersezione con a sarà variabile col piano.*

b) Un punto arbitrario di a (astrazione fatta da O) non può essere più che s-plo per F. Giacchè, se fosse $(s+1)$ plo, esso sarebbe intersezione fissa di a colla C_{n-s} di cui sopra. Così *la* F *non possiederà punti multipli reali fuori delle rette a multiple.*

c) Un punto arbitrario di a (astrazion fatta da O*) è s-plo per una sezione piana arbitraria condotta per esso, e non contenente* O; ed $(s+1)$ plo soltanto per le sezioni fatte cogli s piani tangenti in esso a F.

d) La retta a ha esattamente la multiplicità s pel cono χ. Se infatti a fosse $(s+1)$ pla per χ, essa sarebbe una delle tangenti in O alla C_{n-s} di cui sopra; la quale perciò non avrebbe alcuna intersezione variabile con a.

Ciascuno degli s piani tangenti lungo a al cono χ sega F ulteriormente in una C_{n-s}, per cui a è una delle tangenti nel punto O.

e) La punteggiata a è riferita proiettivamente a una involuzione di ordine s nel fascio di piani a; involuzione che non ha piani fissi. I piani corrispondenti a un punto

*) Questa restrizione non è propriamente essenziale: la introduco per semplificare. Cfr. il n. 20.

qualunque di a, diverso da O, sono i piani tangenti in esso a F; ad O corrispondono i piani tangenti lungo a al cono χ. L'involuzione si designerà con I_a.

Si noti che nella corrispondenza ($1s$) che intercede fra la punteggiata a e il fascio di piani a, a un piano reale corrisponde un punto reale, a un punto reale corrispondono s piani, reali o no. Un segmento di a, ai cui punti interni corrispondono $\bar{s} < s$ piani reali, si dirà *parzialmente* o *totalmente isolato*, secondo che sia $\bar{s} > 0$, o $\bar{s} = 0$. Diremo poi *punti cuspidali* quegli eventuali punti reali di a, cui corrispondouo gruppi della I_a con coincidenze reali.

3. Volendo rappresentare sul piano il nostro monoide, faremo uso, se O è proprio, del metodo della proiezione centrale, prendendo O come centro di proiezione; diremo π il quadro. Se poi O è improprio, useremo il metodo della proiezione ortogonale; diremo π il piano orizzontale, o quadro, che supporremo perpendicolare alla direzione di O.

La superficie F e il piano π sono così riferiti biunivocamente; e su F gli elementi fondamentali della rappresentazione sono: il punto O, ai cui punti infinitamente vicini corrispondono i punti della curva K, sezione di χ con π (curva fondamentale di π); le rette di F passanti per O, alle quali corrispondono su π le rispettive tracce (punti fondamentali di π).

Chiameremo A il punto fondamentale traccia della retta a; e diremo che esso è *s-plo ordinario*, per ricordare che a è s-pla ordinaria *). Nel fascio di raggi A si ha una involuzione semplicemente infinita I_A, di ordine s, privi di raggi fissi: essa è la sezione fatta con π della involuzione I_a. Ad ogni punto di a, pensato sopra un determinato intorno infinitesimo su F, è associata una retta per A; e viceversa. L'insieme delle rette associate a un medesimo punto di a è un gruppo della I_A.

L'imagine di una sezione piana di F, non passante per O, è una curva di ordine n, della quale A è punto s-plo; le sue tangenti in A costituiscono un gruppo della I_A.

L'imagine di una sezione piana passante per O è la traccia del piano, se questo non fa parte di χ; in caso contrario è costituita dalle tracce delle n rette per O, in cui il piano sega F.

Se O è proprio, per individuare il monoide daremo sul quadro: la curva fondamentale K, la *curva di fuga* Ω' (proiezione della curva impropria di F), e un punto della sezione con π. Se poi O è improprio (talchè useremo, come s'è detto, il metodo di Monge), supporremo dati sul quadro: la curva K, la sezione del monoide con π, e la coppia rappresentatrice di un punto qualunque di F. In questo caso la imagine Ω' della curva impropria del monoide è la retta impropria di π; ovvero, se il piano improprio fa parte di χ, è costituita da n punti improprî fondamentali.

Volendo studiare le proprietà di connessione del nostro monoide, occorre fare una piccola digressione per richiamare qualche nozione di *Analysis situs*. Avvertiamo che d'ora in poi, quando parleremo di punti, rette, piani, curve, superficie, sottintenderemo sempre l'aggettivo *reale*.

---

*) A è anche punto base *s-plo ordinario* pel sistema lineare ∞^3, costituito dalle curve proiezioni delle sezioni piane di F.

§ II.

Digressione

4. Una curva (algebrica, irriducibile) consta, oltre che di eventuali punti isolati, di un certo numero di *linee chiuse*, finite o infinite. Tra queste vi è un numero pari ($\geqq 0$) o dispari di linee *dispari* *), secondo che sia pari o dispari l'ordine della curva. Così una conica consta di una sola linea (pari); una cubica può constare di una linea pari e una dispari; etc.

Una superficie (algebrica, irriducibile) consta, oltre che di eventuali punti e linee isolati, di un certo numero di *varietà* **) *chiuse*, finite o infinite. Così p. es. una quadrica, o un cono quadrico, constano di una sola varietà.

5. Consideriamo una varietà V (connessa) qualsiasi: algebrica o no, *aperta* o chiusa. Per *cammino chiuso* tracciato su di essa intendiamo una linea chiusa σ, la quale non passi mai più di una volta per uno stesso punto, nè abbia punti a comune coll'eventuale *contorno* di V. Si intende inoltre che, se la V *taglia* o *tocca* ***) sè stessa (una o più volte) lungo una linea t (nella quale vanno pensate riunite due o più linee di V, affatto distinte), il cammino σ, passando per un punto di t, si conservi nel medesimo intorno di esso. Un'analoga avvertenza è da tenersi relativamente al passaggio di σ per un punto in cui V *tocchi* sè stessa.

6. Suppongasi che la varietà V, precedentemente considerata, non abbia parti a comune del piano improprio. Se le eventuali linee improprie che essa contiene fanno parte del suo contorno (qualora essa sia aperta), in particolare se essa non contiene linee improprie, la varietà dicesi anche una *falda*. Quando si abbia una varietà contenente delle linee improprie che non facciano parte del suo contorno, tagliando essa varietà lungo queste linee, si otterranno una o più falde. Così un iperboloide a punti ellittici, o un cono quadrico col vertice proprio, constano di due falde, aventi per contorno una conica del piano improprio.

7. Le falde *unilatere* sono caratterizzate dall'esistenza di cammini chiusi (che diremo *di 2.ª specie*) dotati di questa proprietà: che percorrendo completamente un tal cammino si inverte un senso fissato sulla falda attorno al punto di partenza ****). Diremo per contro *di 1.ª specie* i cammini chiusi, sopra una falda unilatera o *bilatera*, che non sono dotati della precedente proprietà. Due cammini chiusi, che sian riducibili l'uno all'altro per deformazione continua, sono della stessa specie.

---

*) Cfr. Staudt, *Geometria di posizione* [trad. Pieri, Torino, Bocca, 1889], § 12. Adopero la locuzione *linea pari o dispari*, invece che *curva (chiusa) di ordine pari o dispari*, per lasciare alle parole *curva* e *ordine* il consueto significato che si dà loro nella geometria algebrica.

**) Sottintendo, ora e in seguito, *a due dimensioni*. Cfr. Picard-Simart, *Théorie des fonctions algébriques de deux variables indépendantes* [Paris, Gauthier-Villars], t. I (1897), Cap. II. Lascio alla parola *superficie* il consueto significato che le si dà nella geometria algebrica.

***) Pel significato di queste locuzioni, cfr. Staudt, Opera citata, § 1, n. 6. Ad es., tornando per un momento al nostro monoide F, un segmento della retta a, nei cui punti interni vi siano $\bar{s} > 0$ piani tangenti (reali), appartiene a una o più delle varietà costituenti F: due varietà contenenti quel segmento *si tagliano*, una o più volte, lungo di esso.

****) Cfr. Picard-Simart, loc. cit., pag. 25.

Vi è un'altra differenza caratteristica trai cammini di 1ª e di 2ª specie, ed è quella cui ci riferiremo nel presente lavoro: il contorno che una falda acquista (in più del preesistente) quando la si tagli lungo un cammino chiuso, consta di due *orli* o di un solo, secondo che il cammino è di 1ª o di 2ª specie *).

8. Si può anche parlare, più generalmente, di cammini chiusi di 1ª e 2ª specie sopra una varietà; e così di varietà unilatere e bilatere. Ma si noti che una varietà può essere unilatera, senza contenere falde unilatere: ciò avviene quando i cammini di 2ª specie debbono necessariamente tagliare qualche linea impropria della varietà. Così p. es. il piano, concepito come una falda (avente per orlo la retta impropria), è bilatero; mentre concepito come una varietà chiusa è unilatero: i suoi cammini di 2ª specie sono quelli dispari **).

§ III.

Criterio per distinguere sul quadro le varie falde di un monoide

9. Consideriamo una linea l qualunque appartenente al nostro monoide F; finita o no, giacente o no sulla stessa falda; e vediamo come si rispecchiano sulla sua imagine l' le varie particolarità che l può presentare.

a) Se la linea l contiene un punto improprio, la l' avrà a comune colla curva di fuga Ω' un punto diverso dagli A; ovvero passerà per un punto A colla direzione di una retta ivi tangente alla Ω'.

b) Se la linea l passa pel centro O, la l' avrà a comune colla curva fondamentale K un punto diverso dagli A; ovvero passerà per un punto A colla direzione di una retta ivi tangente alla K.

c) Se la linea l contiene un segmento della retta a, la l' presenterà in A un punto *angoloso*.

d) Se l, appoggiandosi alla retta a in un punto diverso da O, e che non sia cuspidale, passa dall'uno all'altro dei suoi intorni, la l' presenterà pure in A un punto angoloso; ma, a differenza dal caso precedente, le due tangenti sono ora coniugate nella involuzione I_A.

10. Le precedenti osservazioni permettono facilmente di distinguere sul quadro π le regioni corrispondenti alle varie falde di F. Stante la natura delle singolarità della nostra superficie, due falde di essa possono connettersi fra loro nei seguenti modi:

a) essere separate dalla curva impropria del monoide, o da una sua porzione;

b) toccarsi nel punto O;

c) essere congiunte da un segmento parzialmente o totalmente isolato di qualche retta a;

d) tagliarsi lunga una retta a, o una sua porzione.

---

*) Cfr. p. es. Pascal, *Repertorio di Matematiche superiori* [Milano, Hoepli], vol. II (1900), pag. 789.

**) Un cammino chiuso pari (risp. dispari) può ridursi per deformazione continua a un cerchio (risp. una retta). Tagliando il piano lungo un tal cammino, e divaricando il taglio, si ha un contorno assimilabile a una coppia di cerchi concentrici (risp. una iperbole).

Ne viene che una linea l congiungente due punti appartenenti a falde diverse (linea che esiste certamente, pel fatto che la superficie F è razionale) deve necessariamente presentare qualcuna delle particolarità, di cui al n.° precedente. Invece due punti (proprî) appartenenti a una medesima falda si possono sempre, com'è chiaro, unire con una linea che non presenti alcuna di quelle particolarità. Talchè potremo dire che sul quadro π due regioni rappresentano due falde diverse di F, quando una linea l' congiungente due punti delle due regioni deve necessariamente presentare qualcuna delle particolarità di cui al n.° precedente. Una ulteriore analisi, relativa specialmente alle involuzioni I_A, permetterà di rilevare, nei singoli casi, il modo di connettersi delle varie falde.

11. Spiegheremo la cosa con alcuni esempî.

a) Consideriamo il monoide cubico rappresentato nella fig. **1**. Qui O è proprio; la curva fondamentale K è una ellisse; la curva di fuga Ω' è costituita da tre rette esterne all'ellisse. Non vi sono punti A. *La superficie consta di 5 falde:* le corrispondenti regioni del quadro sono contrasegnate nella figura con numeri. *Le falde 1 e 2 si toccano in* O; *le falde 2, 3, 4, 5 sono separate due a due da segmenti di rette all'infinito.*

b) Consideriamo il monoide del 4° ordine rappresentato nella fig. **2**, e che è una superficie di Steiner. Qui O è proprio; Ω' è una quartica irriducibile, tutta al finito, con tre nodi; la curva K è costituita dal trilatero avente per vertici questi nodi. Abbiamo sul quadro tre punti fondamentali doppî (ordinarî). *La superficie consta di due falde, separate dalla quartica impropria;* una di esse è rappresentata dalla regione tratteggiata nella figura. Consideriamo uno dei tre punti fondamentali, A, traccia della retta doppia a. Nell'involuzione di 2° ordine I_A una coppia (imagine di O) è costituita dai lati del trilatero fondamentale passanti per A; un'altra (imagine del punto improprio Y di a) è costituita dalle tangenti in A alla quartica Ω'. L'involuzione è iperbolica; essa ha due raggi doppî x_1, x_2, corrispondenti a due punti cuspidali X_1, X_2, di a. Questi determinano su a due segmenti, dei quali il finito è isolato, e l'altro, contenente O, è nodale. Le due tangenti in A alla Ω' determinano due angoli completi; le coppie della involuzione I_A contenute in questi due angoli rappresentano rispettivamente i punti dei segmenti YX_1, YX_2, in cui il punto Y divide il segmento nodale. *Una delle due falde contiene il segmento* YX_1, *anzi si taglia lungo esso; l'altra si taglia lungo il segmento* YX_2. Ragionando analogamente per gli altri due punti fondamentali, si vede che *le due falde sono congiunte da tre segmenti finiti isolati.*

c) Uno studio analogo può farsi per le superficie, pure di Steiner, rappresentate nelle fig. 3, 4, 5, e nelle quali la quartica impropria ha tre cuspidi, o tre punti doppî isolati, ovvero si decompone in due coniche distinte. *Ciascuna di queste superficie è costituita da due falde;* la regione corrispondente a una di esse è tratteggiata nella figura. Quando invece la quartica impropria è una conica doppia (fig. 6), la superficie consta di una sola falda.

§ IV.

Criterio per riconoscere sul quadro se un monoide contiene falde unilatere

12. Per giungere a una regola che permetta di riconoscere, dalla rappresentazione piana del nostro monoide F, se esso contiene o no falde unilatere, noi ora ricercheremo:

1°) come si rappresenta sul quadro un cammino chiuso finito σ, tracciato sopra una falda di F;

2°) come si rappresenta il contorno c che la falda acquista, quando la si tagli lungo σ.

Dopo di che vedremo facilmente quando avviene che, per una conveniente scelta del cammino σ, il contorno c è percorribile di un sol tratto: il che assicura (n. 7) l'unilaterità della falda.

13. Supporremo, per semplificare, che il cammino σ, oltre che delle proprietà già dichiarate, goda delle due seguenti:

non passi pel punto O, nè per alcuno dei punti cuspidali delle rette a;

non contenga alcun segmento di retta a; e inoltre, se si appoggia in un punto alla retta a, in esso *tagli* questa retta.

Queste ipotesi non ledono la generalità: esse possono sempre ritenersi soddisfatte, assoggettando, se occorre, il cammino σ a una opportuna deformazione continua. Vediamo allora facilmente di quali proprietà caratteristiche deve godere la imagine σ' del nostro cammino σ.

I. σ' sarà una linea pari (perchè σ è finito, quindi pari) *); necessariamente finita, se O è improprio; potrà ripassare più volte, sempre con direzioni diverse, soltanto pei punti A.

II. σ' non potrà avere alcun punto a comune colla curva fondamentale K, nè colla curva di fuga Ω', fuori dei punti A. Per un tal punto poi non potrà passare colla direzione di una retta ivi tangente a K, o ad Ω'; ovvero doppia per l'involuzione I_A.

III. σ' non potrà in un punto A presentare un *regresso*, nè un punto angoloso. Se infatti σ' presentasse un regresso in A, ciò significherebbe che σ si appoggia in un punto alla retta a (rimanendo nel medesimo intorno di esso punto), ma non taglia ivi la a: ciò che si è escluso. Così anche, se σ' avesse in A un punto angoloso, σ dovrebbe presentare delle particolarità (n. 9), che si sono escluse.

È chiaro viceversa che ogni linea σ' di π, godente delle proprietà I, II, III, rappresenta un cammino chiuso finito σ, sodisfacente alle condizioni dichiarate.

14. Supponiamo ora di tagliare lungo σ la falda cui appartiene questo cammino, e di divaricare leggermente il taglio; la falda acquista un contorno c. Vediamo qual'è la imagine c' di c.

Consideriamo perciò una porzione $\overline{\sigma}$, sufficientemente piccola, di σ; essa dà luogo a una porzione di contorno, costituita da due lineette c_1, c_2, vicine a $\overline{\sigma}$, e

---

*) Cfr. Staudt, Opera citata, § 12, n. 165.

da bande opposte di esso. Se $\overline{\sigma}$ non si appoggia ad alcuna retta a, la sua imagine $\overline{\sigma}'$ non contiene alcun punto A; e le c_1, c_2, si projettano in due linee c'_1, c'_2, vicine a $\overline{\sigma}'$, e da bande opposte di esso. Ma se invece $\overline{\sigma}$ si appoggia in un punto P alla retta a, divaricando il taglio il punto P si sdoppia in due punti di a, cui sono associate due direzioni diverse uscenti da A; epperò *le projezioni* c'_1, c'_2, *di* c_1, c_2, *si attraversano in* A. Mediante questa osservazione si costruisce subito tutta l'imagine c' del contorno c. Nella fig. 7 sono dati alcuni esempî per la linea σ', e la corrispondente c'.

15. Quando un punto si muove sul contorno c, la sua imagine si muove su c'; senza, beninteso, cambiar direzione, allorchè passa per un punto A. Per vedere se il cammino σ è di 2^a o di 1^a specie, occorre vedere se c' è o no percorribile di un sol tratto. Ora la risposta a tal quistione è immediata (fig. 7): c' consta di una o di due linee, secondo che il numero dei suoi passaggi per punti A sia dispari o pari.

E così possiamo enunciare la seguente regola generale:

Condizione necessaria e sufficiente perchè il nostro monoide F *contenga qualche falda unilatera, è che sul quadro* π *esista una linea pari* σ', *dotata delle proprietà* I, II, III, *di cui al n. 13, e contenente un numero dispari di passaggi per punti* A.

§ V.

Osservazioni, applicazioni, esempî

16. Nell'applicazione della precedente regola gioverà tener presente che: su un piano due linee chiuse *si incontrano* (tagliano) un numero dispari di volte, se entrambe dispari; e un numero pari di volte negli altri casi *).

17. *Nel caso (generale) in cui i punti* A *siano tutti semplici, il monoide non contiene falde unilatere.* Infatti una linea pari σ' di π (dotata delle solite proprietà I, II, III) deve incontrare un numero pari di volte ciascuna delle linee costituenti la curva fondamentale K; e poichè ogni punto A, essendo semplice per K, sta sopra una sola di tali linee, ogni passaggio di σ' per un punto A rappresenta *un* punto di incontro di σ' con *una* di quelle linee. Ora, poichè σ' non incontra K fuori dei punti A, il numero dei suoi passaggi per tali punti deve esser pari; epperò σ' rappresenterà necessariamente un cammino di 1^a specie. Dunque, nel caso attuale, F non può contenere falde unilatere.

Così, per trovare esempî di monoidi contenenti qualche falda unilatera, occorre considerare quelli possedenti qualche retta a multipla **). Ad es., trai monoidi cubici, solo le rigate posson essere unilatere.

18. Una vasta classe di monoidi contenenti qualche falda unilatera si ha, supponendo che O sia proprio, e che un punto A (multiplo di ordine pari) sia isolato per K e Ω'; ovvero che O sia improprio, e che un punto A, proprio, sia isolato per K. Si può anzi allora abbandonare, per gli altri punti fondamentali, l'ipotesi che siano ordinarî.

*) Cfr. Staudt, Op. cit., § 12, n. 157.

**) Ammessa sempre, beninteso, la restrizione che le rette a siano ordinarie (n. 2).

È chiaro infatti che nel caso attuale si può tracciare su π una linea σ', dotata delle solite proprietà I, II, III, passante (una volta) per A, e per nessun altro punto fondamentale; e questa rappresenterà un cammino di 2ª specie.

Rientra, ad es., nel tipo di monoidi ora considerato, una rigata cubica generale, in cui la retta doppia sia al finito, e il suo punto improprio sia interno al segmento isolato (tipi I e VI della classificazione fatta nel citato lavoro del Severi).

19. Consideriamo la superficie di Steiner rappresentata in una qualunque delle figure 2, 3, 4. La falda corrispondente alla regione non tratteggiata è evidentemente unilatera: la linea σ', tracciata in figura, rappresenta un cammino di 2ª specie. L'altra falda è bilatera.

Invece le due falde dell'altra superficie, rappresentata nella fig. 5, sono bilatere; e così è bilatera la superficie rappresentata nella fig. 6, e che è costituita da una sola falda (n. 11).

Del resto le proprietà di connessione della superficie di Steiner possono trovarsi per una via più breve (ma meno elementare), ricordando che essa può mettersi in corrispondenza biunivoca, *senza eccezione*, con un piano π *). In questa corrispondenza alle sezioni piane della superficie corrispondono su π le coniche di un sistema lineare ∞^3, privo di punti base; e ai punti della superficie, dotati di intorno superficiale reale, corrispondono i punti reali di π. Talchè, detta φ la conica di π, imagine della quartica impropria della superficie, questa, dal punto di vista dell'*analysis situs*, si potrà assimilare al piano π, concepito come varietà chiusa (n. 8); e tagliato lungo φ, se φ è reale. In quest'ultima ipotesi è chiaro che, se φ è irriducibile, ovvero consta di due rette distinte, essa divide il piano in due regioni, imagini di *due* falde della superficie; e che se φ è irriducibile, la regione dei punti ad essa esterni rappresenta una falda unilatera: ogni retta esterna a φ è imagine di un cammino di 2ª specie. Se poi φ è imaginaria, la superficie consta evidentemente di una falda unilatera **).

20. Il metodo di ricerca seguito nello studio delle proprietà di connessione del monoide F, si può pure applicare, senza gravi difficoltà, quando si abbandoni l'ipotesi, fatta a principio, che le rette a siano ordinarie (n. 2).

Per non dilungarci soverchiamente daremo un esempio. Supponiamo che una retta a sia semplice per F, e non contenga, oltre O, alcun punto multiplo; e che in tutti i suoi punti il piano tangente a F sia lo stesso, α, e questo non tagli la superficie lungo a. Un cammino σ che attraversi la a in un punto P, diverso da O, ha per imagine una linea σ' che tocca la traccia di α nel punto A, traccia di a. Ed è chiaro che ora, se si esegue un taglio lungo σ, e si divarica il taglio, i due bordi in vicinanza di P si projettano sul quadro in due linee che in P *si toccano*.

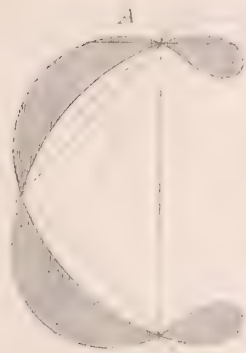
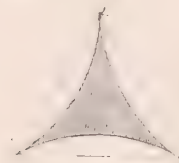
---

*) Ciò può ottenersi, ad es., pel tramite della superficie di Veronese, di cui la superficie di Steiner è projezione.

**) Si può anche facilmente studiare la distribuzione sulla superficie delle tre specie di coniche, osservando che queste sono rappresentate dalle rette di π. Così p. es., se φ è reale e irriducibile, la superficie contiene coniche delle tre specie: le ellissi e le parabole sono tutte sulla falda unilatera (per cui le prime sono cammini di 2ª specie); le iperbole hanno un ramo su ciascuna falda.

Talchè se, p. es., σ' non contiene altri punti fondamentali, e sodisfa alle solite ipotesi, esso sarà imagine di un cammino di 1ª specie (invece che di 2ª).

Così, p. es., consideriamo una rigata cubica generale, in cui la retta doppia a sia al finito, il suo punto improprio (che assumeremo come punto O) sia cuspidale, e la generatrice b uscente da O sia al finito (tipo IV della classificazione del Severi). Sul quadro π la curva fondamentale è una retta doppia r, su cui si hanno due punti fondamentali proprî: uno, A, traccia di a, doppio e ordinario; l'altro, B, traccia di b, semplice, ma della specie or ora considerata. La superficie consta di una falda unilatera: un circolo passante per A, e che tocchi in B la traccia del piano tangente alla rigata lungo b, è imagine di un cammino di 2ª specie. Nella fig. 8 è tracciata l'imagine c' del contorno che la superficie acquista tagliandola lungo un tal cammino.

finita di stampare il dì 15 Febbraio 1909

(La forma delle quartiche disegnate è riportata dal Traité de géométrie analytique (Courbes planes) Salmon (trad. Chemin), Paris, Gauthier-Villars, 1884)

Vol. XIV, Serie 2.ª N.° 5

ATTI DELLA R. ACCADEMIA

DELLE SCIENZE FISICHE E MATEMATICHE

AZIONE DI ACIDI DICARBONICI NON SATURI SUI P-AMMINOFENOLI

MEMORIA

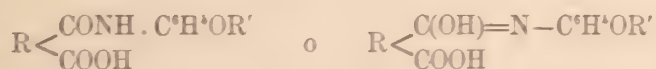
di ARNALDO PIUTTI

presentata nell'adunanza del dì 18 Dicembre 1909

I.

PARTE GENERALE

Le anidridi degli acidi bibasici non saturi, allorchè si fanno reagire in quantità equimolecolari con gli amminofenoli, si comportano in generale come segue: Sciolti separatamente in solventi neutri e riunite le soluzioni, danno l'acido ammico sostituito:

$$R{<}^{CONH\,.\,C^6H^4OR'}_{COOH} \quad \text{o} \quad R{<}^{C(OH)=N-C^6H^4OR'}_{COOH}$$

Se si fondono insieme, a seconda della temperatura, forniscono l'acido ammico, ovvero l'immide corrispondente:

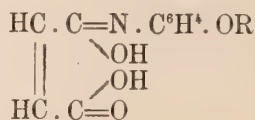
$$R(CO)^2N\,.\,C^6H^4OR'\,.$$

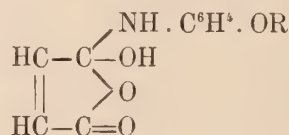
Se nelle stesse condizioni reagisce una molecola di anidride (oppure di acido) con due molecole dell'amminofenolo si formano le diammidi:

$$R(CO)^2(NHC^6H^4\,.\,OR')^2\,.$$

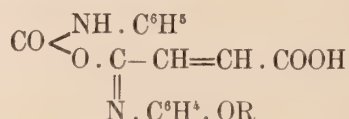
L'anidride maleica reagisce infatti coi p-amminofenoli in soluzione benzolica dando per semplice addizione di uguali molecole dei componenti l'*acido ammico sostituito*, il quale a differenza dei corrispondenti composti colle anidridi sature, grasse od aromatiche è colorato in giallo e fornisce col cloruro ferrico, in soluzione acquoso-alcoolica, quando l'idrogeno dell'ossidrile fenolico è sostituito coi radicali alcoolici, una colorazione violetta.

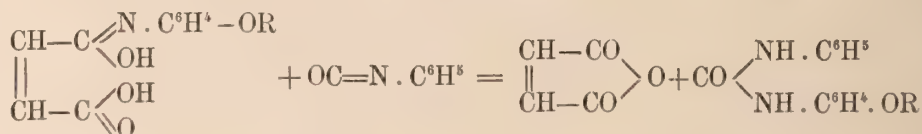
È perciò da supporre che a questi acidi ammici spetti la costituzione *enolica* rappresentata dalla formola:

$$\begin{array}{l} HC\,.\,C{=}N\,.\,C^6H^4.\,OR \\ \|\quad\ \ \diagdown OH \\ \|\quad\ \ \diagup OH \\ HC\,.\,C{=}O \end{array}$$

sembrandomi, sino a prova contraria, meno accettabile la struttura:

$$\begin{array}{l} \qquad\ \ \diagup NH\,.\,C^6H^4.\,OR \\ HC-C-OH \\ \|\qquad \rangle O \\ HC-C{=}O \end{array}$$

alla quale accennai sino dal **1903** [1], sia per il loro colorito giallo, sia perchè decompongono facilmente i carbonati.

La prova della presenza dell'OH *enolico* colla formazione dell'uretano sostituito,

$$CO\!\!<\!\!\begin{array}{l} NH\,.\,C^6H^5 \\ O\,.\,C-CH{=}CH\,.\,COOH \\ \quad\ \ \| \\ \quad\ \ N\,.\,C^6H^4.\,OR \end{array}$$

che questi acidi avrebbero dovuto fornire, nella reazione coll'isocianato di fenile, non si è però potuta raggiungere poichè, in presenza di toluolo anidro ed a freddo, essi rimangono inalterati; mentre a caldo, il reattivo li scompone con formazione di anidride maleica e delle difeniluree monosostituite [2]) secondo l'equazione:

$$\begin{array}{l} CH-C\!\!\begin{array}{l}\diagup\!\!\!\diagup N\,.\,C^6H^4-OR \\ \diagdown OH\end{array} \\ \| \\ CH-C\!\!\begin{array}{l}\diagup OH \\ \diagdown\!\!\!\diagdown O\end{array} \end{array} + OC{=}N\,.\,C^6H^5 = \begin{array}{l} CH-CO \\ \| \qquad\quad \rangle O \\ CH-CO \end{array} + CO\!\!<\!\!\begin{array}{l} NH\,.\,C^6H^5 \\ NH\,.\,C^6H^4.\,OR \end{array}$$

Questa reazione però non è sufficiente per escludere la presenza dell'ossidrile negli acidi ammici, nè autorizza a concludere per la loro struttura aldolica, poichè vi sono dei casi di composti ossidrilici (ac. picrico, ecc.) che non reagiscono coll'isocianato, ed oltre a ciò non sembra improbabile che l'anidride maleica e le difeniluree sostituite, che si sono isolate, non provengano dalla decomposizione dell'uretano, instabile alla temperatura abbastanza alta del toluolo bollente, alla quale solamente avviene la reazione.

Invece questa serve a dimostrare che gli acidi sono ancora derivati maleinici, ciò che è necessario di fare, data la grande facilità colla quale essi si trasformano nei derivati fumarici.

Infatti, se l'anidride maleica (od anche l'acido) si fondono coi p-amminofenoli, anche mantenendo la temperatura quanto bassa è possibile (**125°-130°**), accanto a quantità molto piccole di maleinammati (o fumarammati) degli amminofenoli, si

---

[1]) Gazz. Chim., XXXIII, II, pag. 33.

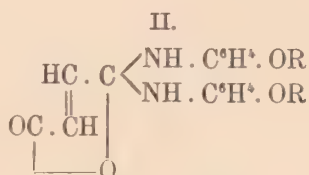
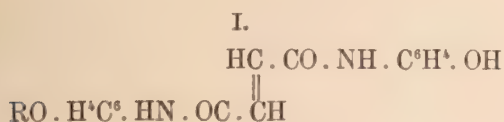
[2]) Ibid.

ottiene un prodotto principale costituito dalle corrispondenti *diammidi fumariche*, le quali si possono rappresentare con una delle due formole:

I.

$$\begin{array}{r} HC.CO.NH.C^6H^4.OH \\ \| \\ RO.H^4C^6.HN.OC.CH \end{array}$$

II.

$$\begin{array}{l} HC.C\left\langle\begin{array}{l} NH.C^6H^4.OR \\ NH.C^6H^4.OR \end{array}\right. \\ \| \quad\ | \\ OC.CH \\ |____O \end{array}$$

di cui la seconda sembra la meno probabile.

Sono autorizzato a ritenere che queste diammidi sieno composti fumarici dal fatto che assorbono facilmente bromo e che si decompongono nel riscaldamento in tubo chiuso con acido cloridrico od acido solforico diluiti, in cloruro o in solfato del radicale alcoolico e nel sale del p-amminofenolo ed in acido fumarico, caratterizzato colle proprietà e colla forma cristallina. Le aspartimmidi sostituite che avrebbero potuto formarsi per introduzione dell'amminofenolo nel doppio legame dovrebbero essere più stabili all'azione degli acidi, ma pur riservandomi di approfondire ulteriormente tale questione coll'azione diretta degli amminofenoli sull'acido aspartico, considero per ora questi composti come derivati *fumarici*.

Queste diammidi cristallizzate dall'alcool si presentano in laminette bianche splendenti, mentre con la spontanea evaporazione delle soluzioni cloroformiche o benzoliche molto concentrate, o col raffreddamento di soluzioni calde in acidi grassi liquidi (acetico, proprionico, butirrico, valerianico) ed anche dal fenolo, esse si depongono in tavolette *gialle* che hanno la stessa composizione e grandezza molecolare delle forme *bianche*, le quali si possono trasformare nelle *gialle* anche colla semplice triturazione in un mortaio, e queste a loro volta, in *bianche* precipitando con acqua le soluzioni solforiche concentrate e fredde; così sembra che non sia il caso di invocare per essi una isomeria chimica come quella indicata dalle forme *aldolica* ed *enolica*, ma che piuttosto si debbano considerare quali modificazioni fisiche (enantiotropiche) della stessa natura delle immidi ftaliche ed idroftaliche sostituite, già osservate e studiate in questo laboratorio. Che queste diammidi siano poi derivati fumarici è reso probabile dal fatto che le stesse sostanze vennero ottenute dal dott. L u i g i d' E m i l i o jun. facendo agire il calore sui fumarati acidi e neutri degli amminofenoli.

Invece nell'azione del cloruro di fumarile sugli stessi ed a seconda del solvente adoperato (etere, benzolo, cloroformio, etere acetico, acetone) i prodotti che si formano sono diversi.

Infatti, accanto a piccole quantità di acidi ammici che *non sono derivati fumarici, ma maleinici*, si formano le precedenti diammidi insieme ad altre sostanze più complesse, aventi punti di fusione più alti ed una grandezza molecolare maggiore, pur presentando la stessa composizione centesimale. Gli acidi gialli ottenuti, come già dissi, in soluzione benzolica, dall'anidride maleica, sono più stabili degli acidi ammici provenienti da anidridi sature fatta eccezione dei derivati canforici che sono egualmente molto stabili.

Per azione del calore essi non si trasformano nelle corrispondenti immidi, come avviene tanto facilmente in altri casi, per esempio in quello degli acidi ftalammici

e idroftalammici, ma danno invece le diammidi fumariche, le quali si possono formare anche col semplice riscaldamento delle loro soluzioni alcooliche, in autoclave, dai 140° ai 150°.

Per ottenere le immidi degli acidi ammici non è però indicata l'azione del calore, nella quale la maggior parte fornisce altri prodotti, ma bisogna servirsi di disidratanti, come l'ossicloruro di fosforo ed il cloruro di acetile, i quali, specie quest'ultimo, bisogna far agire in soluzione acetonica, per breve tempo, ed a blando calore a fine di evitare la parziale decomposizione dell'immide formata e la produzione di derivati clorurati di immidi sature [1]).

In questo modo si ottengono rendimenti quasi teorici.

Ma le immidi così preparate sono bianche e non danno le forme *enantiotropiche*, nè meccanicamente nè per ricristallizzazione dai più disparati solventi.

Esse sono molto stabili e possono essere bollite anche lungamente negli idrocarburi aromatici aventi un elevato punto di ebollizione e si possono mantenere nella paraffina fusa anche a 360° senza che si decompongano notevolmente e senza che diano composti isomerici.

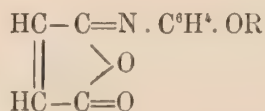
Invece, tenute lungamente allo stato di fusione, tra 130° e 140°, in corrente di anidride carbonica secca, si trasformano parzialmente in immidi *gialle*, che hanno la medesima composizione delle *bianche*, da cui derivano, ma un punto di fusione più alto.

Queste immidi gialle sono volatili ed una maniera facile, se non conveniente, di prepararle, si è quella di scaldare dai 170° ai 180° in una corrente di anidride carbonica secca, i corrispondenti acidi maleinammici. L'immide sublima sulle pareti fredde del recipiente in aghi gialli che si possono distaccare facilmente e purificare con cristallizzazione dall'acido acetico e dall'alcool.

Dal fatto che la mescolanza delle due immidi (parti 9 della bianca e parti 1 della gialla) fonde a temperatura più bassa dei rispettivi punti di fusione di ognuna di esse, nonchè dal loro diverso comportamento cogli etilati alcalini, come dirò in seguito, si può ritenere che non siano due forme *enantiotropiche*, come è il caso delle diammidi fumariche precedenti, ma che debbono invece considerarsi quali isomeri chimici.

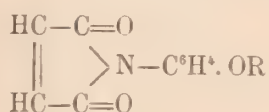
Data la loro volatilità e visto che forniscono, sciolte negli alcali, lo stesso acido maleinammico dal quale provengono, non è dubbio che siano derivati *maleinici*, ed è probabile che all'una spetti la forma simmetrica e all'altra quella asimmetrica previste dalla teoria.

Ammettendo per ora coll'Hoogewerff [2]) che per azione del cloruro di acetile o dell'ossicloruro di fosforo sugli acidi ammici si ottengono le immidi asimmetriche (isoimmidi) allora alle immidi *bianche* ottenute col cloruro di acetile, spetterebbe la formola di struttura:

$$\begin{array}{l} HC-C{=}N\,.\,C^6H^4.\,OR \\ \parallel \quad\;\; >O \\ HC-C{=}O \end{array}$$

[1]) Rend. Acc. Sc. fis. e mat. di Napoli, Serie 3ª, Vol. V (1898), p. 45.

[2]) Recueil des Travaux chimiques des Pays-Bas, Hoogewerff e Van Dorp, vol. XII, pag. 12; vol. XIII, pag. 93.

mentre a quelle *gialle* dovrebbe assegnarsi quella simmetrica:

$$\begin{array}{l} HC-C{=}O \\ \Vert \qquad \rangle N-C^6H^4.OR \\ HC-C{=}O \end{array}$$

con la quale andrebbe d'accordo anche la loro volatilità.

Come ho già accennato, queste due specie di immidi si differenziano nettamente per il loro comportamento con gli alcali e cogli alcoolati alcalini.

Infatti mentre le forme gialle si sciolgono in questi senz'altro, dando un liquido appena colorato in giallo, le bianche forniscono un'intensa colorazione violetta (la p-ossifenilmaleinimmide solo rosso-sanguigna quando si butta solida nell'alcolato), ed i prodotti colorati così ottenuti, opportunamente isolati e analizzati, corrispondono all'unione di una molecola di immide con una di alcolato secondo la formola:

$$C^4H^2O^2N-C^6H^4.OR, C^nH^m.OM'$$

Questi prodotti sono analoghi a composti simili che ho già ottenuti per azione degli alcolati ed acetonati alcalini sulle immidi degli acidi citraconico ed itaconico [1]).

Solamente in questi ultimi casi le immidi che danno cogli alcolati i composti violetti non sono bianche, ma colorate in giallo. La sublimazione degli acidi ammici gialli in corrente di anidride carbonica non è però la sola maniera di avere le immidi gialle volatili.

Insieme al Dott. Marciano ho potuto anche ottenerle per disidratazione con anidride fosforica degli acidi ammici gialli, sospesi nel toluolo o nello xilolo, scaldati per molto tempo direttamente od a bagno maria; ed è da notarsi che in questi casi l'anidridefosforica agisce in modo diverso dall'ossicloruro di fosforo e dal cloruro di acetile, dando principalmente le immidi simmetriche *gialle* invece delle isoimmidi *bianche*.

L'anidride acetica che, in parte, agisce nello stesso modo sugli acidi ftalammici sostituiti, formando immidi gialle, scompone interamente gli acidi maleinammici in anidride maleica e nei derivati acetilici degli amminofenoli.

Il caso della sua azione sopra questi acidi è particolarmente istruttivo, poichè mostra con quanta oculatezza bisogna procedere per non confondere la soluzione solida di una sostanza incolore nella colorata, colla colorazione dipendente dalla isomeria o dalla monotropia.

Specialmente nel caso dell'acido p-etossifenilmaleinnamico la fenacetina ottenuta da diverse reazioni era sempre gialla ed il colore si manteneva della stessa intensità anche dopo due o tre cristallizzazioni dallo stesso solvente.

L'ipotesi, abbastanza seducente, che qui si fosse formata la fenacetina *enolica*:

$$CH^3.C\begin{array}{l}\nearrow N\langle\quad\rangle OC^2H^5 \\ \searrow OH\end{array}$$

prevista dalla teoria, era avvalorata anche dal fatto che il color giallo della sostanza si accentuava fortemente con l'acido cloridrico, quasi scompariva un momento prima della fusione e ricompariva nella sostanza fusa ed in quella risolidificata.

---

[1]) Rend. Acc. Scienze fisiche e matematiche di Napoli, fasc. 5, maggio 1906 e fasc. 12, dicembre 1906; Gazzetta Chim. XXXVI b. 364 e 723.

Ma dopo une diecina di cristallizzazioni alternate da due solventi (alcool ed etere acetico) e dopo trattamento con carbone animale, ho potuto liberarla da una sostanza gialla, che trattiene tenacemente e sembra sia identica con altra, che nelle cristallizzazioni frazionate dall'acetone dei prodotti della reazione, il Dott. L. Rossi riuscì ad isolare nelle ultime acque madri, in quantità però troppo piccola per essere analizzata.

Questa sostanza, che con acido cloridrico dà appunto una colorazione gialloaranciata, fonde dai **155°** ai **157°** e si presenta in tavolette allungate di color giallo intenso, con vivissimo splendore, e, cosa notevole, data l'intensità del colore, senza sensibile pleocroismo.

Allorchè si aggiunge una piccola quantità di questa sostanza gialla ad una soluzione calda di fenacetina incolora, ordinaria, nell'alcool o nell'etere acetico, per raffreddamento, si ottengono cristalli più o meno colorati in giallo, che presentano lo stesso pleocroismo e le stesse proprietà ottiche dei cristalli ottenuti nell'azione dell'anidride acetica sull'acido p-etossifenilmaleinammico e che evidentemente non sono altro che una soluzione solida della sostanza gialla fus. 155°-157° nella fenacetina.

In modo simile, se non identico, a quello presentato dall'anidride maleica e dall'acido fumarico e caratteristico per ognuna di esse reagiscono altre anidridi, il cui comportamento fu studiato nel mio laboratorio da alcuni assistenti ed allievi.

Le anidridi adoperate talvolta anche sotto forma di acidi, furono la *citraconica*, l'*itaconica*, la *pirocinconica*, la *canforica*, l'*acido mesaconico* ed il *canforico*.

L'*acido isoftalico* ed il *tereftalico*, come pure basi diverse dei p-amminofenoli (o *anisidina*, p-*toluidina*) vennero pure studiate a scopo di confronto o per altre ragioni.

L'*anidride citraconica* (metilmaleinica), per la presenza del metile potrebbe dare gli acidi ammici e le immidi previste dallo schema:

Acidi aldolici

I.

$\overset{H}{\bullet}-CO.NH.C^6H^4.OR$
$\| $
$\bullet-COOH$
$|$
CH^3

II.

$\overset{H}{\bullet}-COOH$
$\|$
$\bullet-CO.NH.C^6H^4.OR$
$|$
CH^3

Acidi enolici

III.

$\overset{H}{\bullet}-C(OH)N.C^6H^4.OR$
$\|$
$\bullet-COOH$
$|$
CH^3

IV.

$\overset{H}{\bullet}-COOH$
$\|$
$\bullet-C(OH)N.C^6H^4.OR$
$|$
CH^3

Immidi

Simmetrica

V.

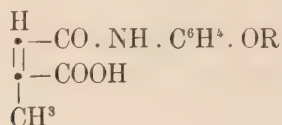
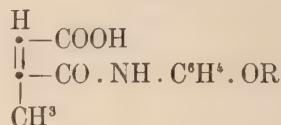
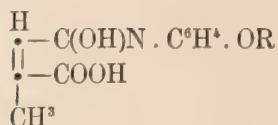
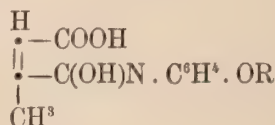
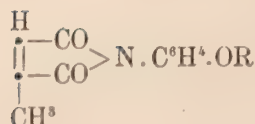
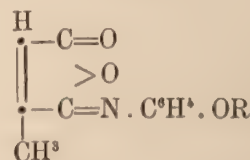
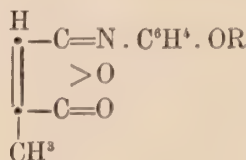
$\overset{H}{\bullet}-CO$
$\| \quad > N.C^6H^4.OR$
$\bullet-CO$
$|$
CH^3

Asimmetriche

VI.

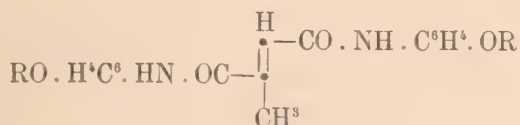
$\overset{H}{\bullet}-C{=}N.C^6H^4.OR$
$\| \quad > O$
$\bullet-C{=}O$
$|$
CH^3

VII.

$\overset{H}{\bullet}-C{=}O$
$\| \quad > O$
$\bullet-C{=}N.C^6H^4.OR$
$|$
CH^3

Essa non dà invece che un solo acido ammico ed una sola immide per ognuno degli amminofenoli (Ferrari, Pagniello) ed i composti finora ottenuti sono gialli. Gli acidi si colorano in violetto col cloruro ferrico e le immidi assumono lo stesso colore cogli alcali e cogli alcoolati alcalini.

Il laur. Schifani ha inoltre ottenuto due diammidi che si presentano solo nella forma bianca e che sono derivati mesaconici. Anche qui avviene ciò che fu già operato per l'anidride maleica, cioè che la diammide stabile è il composto centrosimmetrico.

Infatti, l'*acido mesaconico* (metilfumarico) agisce in modo perfettamente analogo al fumarico. Non dà nè acidi ammici, nè immidi e le diammidi ottenute, corrispondenti alle fumariche e della probabile costituzione:

$$\begin{array}{ccl} & \mathrm{H} & \\ & \bullet & -\mathrm{CO\,.\,NH\,.\,C^6H^4.\,OR} \\ & \| & \\ \mathrm{RO\,.\,H^4C^6.\,HN\,.\,OC}- & \bullet & \\ & | & \\ & \mathrm{CH^3} & \end{array}$$

furono solamente le alchiliche.

Il cloruro di mesaconile, boll. intorno agli 80° a 40^{mm} di pressione, ottenuto per azione del PCl^5 sull'acido mesaconico secco e che rigenerava quantitativamente lo stesso acido fus. a 205°, da cui era stato ottenuto, agisce sull'anisidina e sulla fenetidina disciolte nella benzina di petrolio anidra, in modo analogo al cloruro di fumarile, poichè accanto ad altri prodotti fornisce derivati piano-simmetrici.

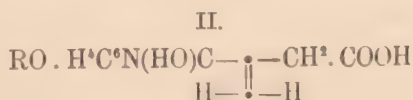
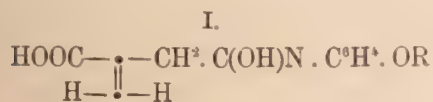
Infatti il Dott. A. Marciano ottenne in questo modo gli acidi p-metossi e p-etossifenilcitraconammici identici a quelli preparati dall'anidride citraconica e capaci di dare coll'isocianato di fenile questa anidride e non altre, accanto a metossifenilurea fus. a 186°.

L'*anidride itaconica* fu una delle prime ad essere studiata dalla Dott.^{ssa} Jone Foà ed il suo lavoro venne posteriormente completato dal Dott. L. Rossi.

Questa anidride fornisce ognuno degli acidi ammici nelle tre forme distinte qui riassunte:

Acidi	ossifenil-	metossifenil-	etossifenilitaconnamici	
bianchi	161°-162°	166°-167°	165°-166°	ottenuti direttamente in soluz. benzolica (Rossi)
gialli	118°-119°	144°-145°	148°-149°	ottenuti dalle immidi (Foà)
bianchi	97°-98°	135°-136°	134°-135°	

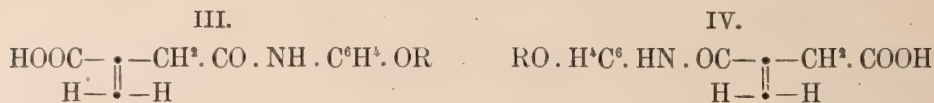
Solamente le forme gialle danno la reazione enolica, cioè la colorazione rosso-violetta col cloruro ferrico e se in base a questo carattere si volesse loro assegnare la struttura rappresentata dalle due formole seguenti:

$$\text{I.}\quad \begin{array}{l} \mathrm{HOOC-\bullet-CH^2.\,C(OH)N\,.\,C^6H^4.\,OR} \\ \mathrm{\;\;\,H-\overset{\|}{\bullet}-H} \end{array} \qquad\qquad \text{II.}\quad \begin{array}{l} \mathrm{RO\,.\,H^4C^6N(HO)C-\bullet-CH^2.\,COOH} \\ \mathrm{\qquad\qquad\qquad\quad H-\overset{\|}{\bullet}-H} \end{array}$$

allora per gli acidi bianchi resterebbero le altre due previste dalla teoria:

III.

$$\begin{matrix} HOOC-C-CH^2.CO.NH.C^6H^4.OR \\ \| \\ H-C-H \end{matrix}$$

IV.

$$\begin{matrix} RO.H^4C^6.HN.OC-C-CH^2.COOH \\ \| \\ H-C-H \end{matrix}$$

Ma appropriate ricerche per decidere quale di queste formole spettino ad ognuno degli indicati acidi itaconammici, non vennero sin qui eseguite e la loro costituzione non può quindi essere accolta che con molta riserva.

Mescolando quantità equimolecolari di anidride itaconica e delle basi, sciolte separatamente in benzolo anidro, si ottengono gli acidi ammici bianchi a differenza della maleinica e della citraconica, che li danno gialli.

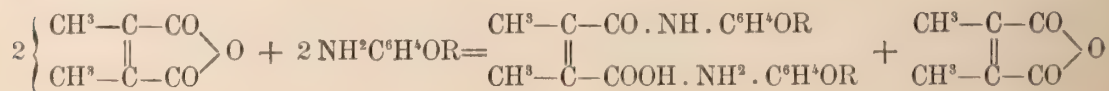
Questi acidi hanno un punto di fusione più alto dei loro isomeri e non forniscono alcuna colorazione con cloruro ferrico; mentre idrolizzando le immidi si ottengono acidi gialli con punti di fusione intermedî, che si colorano in rosso violetto col cloruro ferrico e si trasformano, bolliti con acqua, in altrettanti acidi bianchi con un punto di fusione più basso.

Il dubbio sorto che gli acidi provenienti dalle immidi potessero essere derivati citraconici piuttosto che itaconici, per una trasposizione molecolare subita dall'anidride alla elevata temperatura raggiunta nella preparazione di quelle, venne definitivamente risolto facendo agire su di essi l'isocianato di fenile (Rossi) che metteva sempre in libertà l'anidride itaconica; oltre a ciò, comunque preparati, gli acidi ammici non danno per fusione che una sola immide (gialla) diversa dalla corrispondente citraconica. Una volta però ottenuta l'immide non si è mai potuto da essa riavere l'acido *ammico* bianco preparato in soluzione benzolica ma soltanto i suoi isomeri.

Le immidi itaconiche si presentano nella forma gialla, la quale si colora in rosso col $FeCl^3$ ed intensamente in violetto cogli alcali e cogli etilati e le diammidi in una sola forma bianca non trasformabile nella gialla per ebollizione cogli acidi grassi.

Il comportamento dell'*anidride pirocinconica* sui p-amminofenoli studiati dal Dott. Gino Abati, si discosta notevolmente da quello delle anidridi precedenti.

Se la reazione avviene in soluzione benzolica e con molecole eguali dei reagenti si separano i pirocinconammati delle basi, mentre una parte dell'anidride si libera secondo l'equazione:

$$2\left\{\begin{matrix} CH^3-C-CO \\ \| \\ CH^3-C-CO \end{matrix}\right\rangle O + 2NH^2C^6H^4OR = \begin{matrix} CH^3-C-CO.NH.C^6H^4OR \\ \| \\ CH^3-C-COOH.NH^2.C^6H^4OR \end{matrix} + \begin{matrix} CH^3-C-CO \\ \| \\ CH^3-C-CO \end{matrix}\rangle O$$

Questi pirocinconammati però non sono stabili che allo stato solido; in soluzione alcoolico-acquosa non soltanto si scompongono impartendo al liquido una reazione acida, ma formano l'immide, scindendosi, in presenza di solventi poco dissocianti, anche a freddo in una molecola di anidride e due di amminofenolo, come si potè constatare nelle determinazioni dell'abbassamento molecolare dei pironciconammati ottenuti coll'anisidina e colla fenetidina, eseguite in soluzione di bromuro d'etilene, il primo, di nitrobenzene il secondo.

Per il p-amminofenolo venne tentato il primo metodo che dette buoni risultati nella preparazione degli acidi ossifenilmaleinammici dell'anidride ftalica e Δ_1 tetraidro-ftalica, aggiungendo cioè al miscuglio di anidride pirocinconica e di p-amminofenolo polverizzati, tanto acetone fino a portar tutto in soluzione, e diluendo quindi il liquido con acqua.

Con tale aggiunta si separò quasi la metà dell'anidride pirocinconica usata, mentre nella concentrazione a b. m. delle acque madri, dove era rimasto in soluzione il resto dell'anidride e tutto l'ammidofenolo, non si ottenne altro che immide.

Nè miglior risultato potè aversi tentando di ottenere gli acidi pirocinconammici dai pirocinconammati alcalini per aggiunta di una quantità corrispondente di acido solforico diluito.

In ambedue i casi sperimentati si osservò precipitazione immediata d'immide, per cui risulta che l'anidride pirocinconica è incapace di dare coi p-amminofenoli i relativi acidi ammici, a differenza delle anidridi analoghe maleica e citraconica, da cui differisce in questo come in tanti altri suoi caratteri chimici e fisici. Un'altra particolarità dell'anidride pirocinconica nei composti immidici ottenuti coi p-amminofenoli e che l'avvicina all'anidride maleica è questa: che nell'analisi elementare si ottengono per il carbonio dei valori molto inferiori ai teorici, con differenze che raggiungono sino il 30 %, malgrado si sia variato il metodo di combustione dall'eseguirla in canna aperta con o senza corrente continua di ossigeno, o in canna chiusa mescolando la sostanza sia con ossido di rame, sia con cromato di piombo. Non può esservi dubbio d'altra parte, sulla loro composizione dato il modo di formazione ed i valori ottenuti dell'idrogeno, dell'azoto e del peso molecolare.

Allo scopo di raccogliere dati sulla influenza esercitata dalla posizione del gruppo NH^2 rispetto all'ossialchile del nucleo aromatico dell'amminofenolo, nel riguardo della formazione di isomeri diversamente colorati, si fecero reagire gli acidi *ftalico, maleico, citraconico* ed *itaconico* sulla *o-anisidina* (Dott. Allegri). Ma con questa base non si poterono ottenere altro che gli acidi e le immidi previste dalla teoria; di color giallo quelli provenienti dalle anidridi maleinica e citraconica, di color bianco quelli derivanti dalla ftalica ed itaconica. Tanto gli acidi gialli che i bianchi si colorano in un tempo più o meno lungo col cloruro ferrico in rosso-violetto, e fra le immidi soltanto la citraconica dà molto intensamente una simile colorazione colla potassa alcoolica.

Il caso di una anidride senza doppio legame e paragonabile alle indicate, cioè la *succinica*, venne già da molto tempo studiato [1]), anche per via dell'azione terapeutica dei suoi derivati coi p-amminofenoli (pirantina); ma con essa non si ottennero mai composti diversi dai previsti, sempre in una sola forma: la bianca.

Anche l'anidride *d-canforica ordinaria*, per le sue analogie colla succinica e ad un tempo colle anidridi non sature venne particolarmente studiata.

Per l'introduzione del resto dell'amminofenolo in uno o nell'altro carbossile di questa anidride malenoide, a prescindere da isomerie ottiche o da quelle che provengono dalla forma enolica del gruppo CO.NHR (che in questo caso si esclude) si può prevedere l'esistenza dei seguenti acidi ammici, paragonabili a quelli che

---

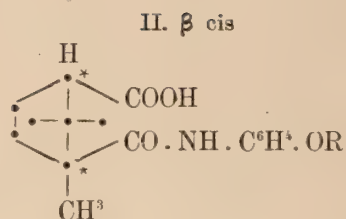
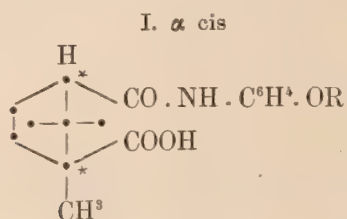
[1]) Gazz. chim., XXV, p. II, pag. 515.

derivano dall'anidride citraconica:

I. α cis

H — CO . NH . C^6H^4 . OR — COOH — CH^3

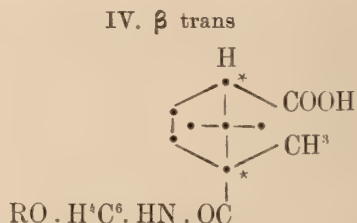
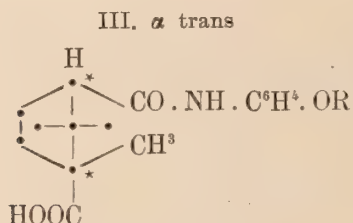
II. β cis

H — COOH — CO . NH . C^6H^4 . OR — CH^3

mentre una trasposizione che avvenga nel carbossile darebbe luogo a derivati dell'acido isocanforico fumaroide, simili a quelli provenienti dall'acido mesaconico [1]):

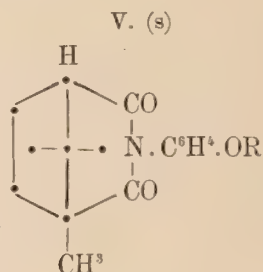
III. α trans

H — CO . NH . C^6H^4 . OR — CH^3 — HOOC

IV. β trans

H — COOH — CH^3 — RO . H^4C^6 . HN . OC

Potendo dare le immidi, con eliminazione di acqua, solamente le forme malenoidi I e II, secondo la maniera come questa si forma, si possono ottenere la immide simmetrica:

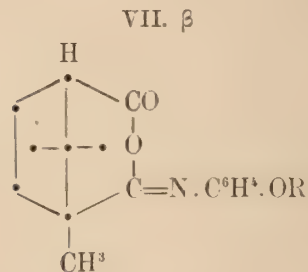
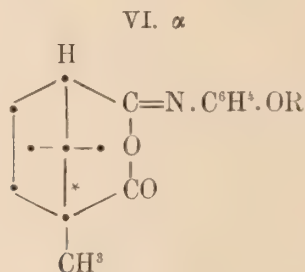
V. (s)

H — CO — N . C^6H^4 . OR — CO — CH^3

oppure le due asimmetriche:

VI. α

H — C=N . C^6H^4 . OR — O — CO — CH^3

VII. β

H — CO — O — C=N . C^6H^4 . OR — CH^3

le quali corrispondono alle immidi citraconiche.

[1]) Secondo Ossian Aschan (Ber. XXVII, 1894 (2)) l'acido mesaconico è paragonabile all'isocanforico, poichè come questo non dà la corrispondente anidride. Invece R. Anschütz (Ber. XXX, p. 2652 (3)) lo paragona al canforico per il modo con cui si eterifica.

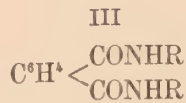
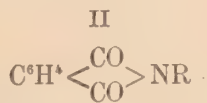
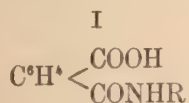
Nel fatto però i dottori Leone e Carlo d'Emilio (ai quali affidai la ricerca) non hanno potuto ottenere che una parte dei composti previsti e cioè: 4 *acidi* ossifenilcanforammici, di cui due non ben caratterizzati, *un acido* metossi, anche non classificato e gli *acidi* α *cis* e β *cis* etossifenilcanforammici. Inoltre hanno preparato solamente le tre immidi simmetriche; questo argomento verrà perciò in seguito ripreso.

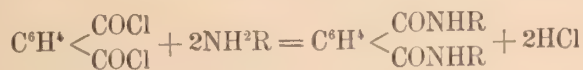
Uno studio invece più completo, anche nel riguardo di alcune proprietà fisiche, sui prodotti che si ottengono nell' azione dell' anidride canforica sulla p-toluidina, molto più stabile degli amminofenoli, ha fatto per mio incarico il laureando F. De Notaris.

Ad eccezione delle diammidi, che egli non potè ottenere neanche sostituendo all'anidride il cloruro di canforile, egli preparò tutti gli acidi ammici e le immidi previste di cui, coadiuvato dall'assistente dott. Gino Abati, determinò la densità, il potere rotatorio ed in alcuni casi anche la rifrazione molecolare.

Però, tutti questi derivati canforici come i succinici sin qui studiati nel mio laboratorio, non si presentano che in una sola modificazione di colore: la *bianca* e per quanto risulta da questo lavoro e per quanto ho potuto riscontrare nella letteratura [1]) il colorito *giallo* si manifesta specialmente in quei derivati di acidi bibasici sia grassi che aromatici, i quali contengono doppî legami.

Per studiare inoltre l'influenza della isomeria di posizione nella reazione degli acidi bicarbossilici sugli amminofenoli, affidai lo studio dell'azione degli acidi isoftalico e tereftalico sopra gli stessi ai Dott. Pugliese e Selvaggi. È noto che questi due acidi non dànno anidridi e che mentre per l'acido ftalico ordinario si conoscono derivati colle ammine e coi p-amminofenoli corrispondenti (senza tener conto di formole disimmetriche) alle formole di costituzione:

$$\text{I}\quad C^6H^4<\begin{matrix}COOH\\CONHR\end{matrix} \qquad \text{II}\quad C^6H^4<\begin{matrix}CO\\CO\end{matrix}>NR \qquad \text{III}\quad C^6H^4<\begin{matrix}CONHR\\CONHR\end{matrix}$$

e cioè gli acidi ftalammici (I), le ftalimmidi (II) e le ftaldiammidi (III), per gli acidi isoftalico e tereftalico non si ottennero ancora derivati corrispondenti alle formole I e II, ma soltanto le diammidi della formola III, preparate sempre per azione dei rispettivi cloruri acidi sulle ammine, secondo l'equazione chimica:

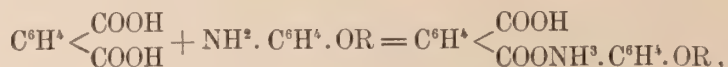
$$C^6H^4<\begin{matrix}COCl\\COCl\end{matrix} + 2NH^2R = C^6H^4<\begin{matrix}CONHR\\CONHR\end{matrix} + 2HCl$$

Si trattava ora di vedere se, usando invece dei cloruri gli acidi, poteva aver luogo una condensazione cogli amminofenoli, ed in quali condizioni.

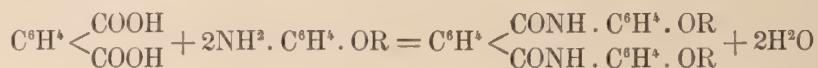
Operando in soluzione alcoolica ed a molecole eguali, nel caso dell'acido isofta-

---

[1]) Sopra 78 acidi ammici provenienti da acidi bibasici non saturi, 3 sono giallicci; sopra 80 immidi alifatiche, 4 sono gialle; sopra 165 immidi provenienti da acidi alifatici ed aliciclici con basi aromatiche 27 sono colorate in giallo e sopra 262 immidi di acidi acromatici con basi grasse ed aromatiche 36 sono gialle.

lico, non abbiamo ottenuto che dei sali acidi, secondo l'equazione:

$$C^6H^4<{COOH \atop COOH} + NH^2.C^6H^4.OR = C^6H^4<{COOH \atop COONH^3.C^6H^4.OR},$$

ed anche con una certa difficoltà nel caso del p-amminofenolo, mentre invece per l'acido tereftalico non s'è avuta alcuna reazione, probabilmente per la sua quasi insolubilità e per il debole carattere acido che esso presenta. Se si opera invece senza solvente, riscaldando a temperatura abbastanza elevata il miscuglio dell'acido e dell'ammina, si formano, sia adoperando le due sostanze a molecole eguali, sia usando per una molecola di acido due di ammina, solamente le diammidi, secondo la reazione:

$$C^6H^4<{COOH \atop COOH} + 2NH^2.C^6H^4.OR = C^6H^4<{CONH.C^6H^4.OR \atop CONH.C^6H^4.OR} + 2H^2O$$

Tuttavia non fu possibile estrarre dalla massa, dopo il riscaldamento, la diammide nè nel caso del trattamento dell'acido isoftalico col p-amminofenolo e la p-anisidina, nè nel caso del trattamento dell'acido tereftalico col p-amminofenolo. Avviene tale un'alterazione durante il riscaldamento, pur operando in corrente di anidride carbonica, che non si riuscì ad isolare dei prodotti puri e in quantità sufficiente per un esame analitico che nella reazione dell'acido isoftalico colla p-anisidina ed in quelle dell'acido tereftalico colla p-anisidina e p-fenetidina.

In questi processi di preparazione delle diammidi si è talvolta osservato che estraendo con alcool a caldo si otteneva un liquido colorato fortemente in azzurro, e nella purificazione dei prodotti si ottenevano accanto a porzioni abbastanza scolorite, sostanze fortemente colorate in azzurro, poco solubili in alcool, ma che non furono ulteriormente studiate.

Nel quadro seguente sono riunite coll'indicazione del loro punto di fusione e colore le sostanze che vennero ottenute nelle qui esposte ricerche:

Acidi ammici	colore	p. f.	Immidi	colore	p. f.	Diammidi	colore	p. f.
			Derivati maleinici					
Ac.p-ossifenilmalein.	giallo	182°	p-ossifenilmalein.	bianca	154°-155°	—		
» » metossifenilmalein.	»	180°-181°	p-metossifenilmalein.	»	145°-146°	—		
» » etossifenilmalein.	»	181°-182°	»	gialla	148°,5	—		
—			p-etossifenilmalein.	bianca	127°	—		
—			»	gialla	134°-135°	—		
			Derivati fumarici					
—			—			p-ossifenilfumar.	bianca	infusibile
—			—			»	gialla	»
—			—			p-metossifenilfumar.	bianca	215°-216°
—			—			»	gialla	» »
—			—			p-etossifenilfumar.	bianca	223°
—			—			»	gialla	»
			Derivati citraconici					
Ac.p-ossifenilcitracon.	giallo	153°-156°	p-ossifenilcitracon.	gialla	170°			
» » metossifenilcitracon.	»	167°	p-metossifenilcitracon.	»	116°	—		
» » etossifenilcitracon.	»	162°	p-etossifenilcitracon.	»	109°	—		
			Derivati mesaconici					
—			—			p-metossifenilmesacon.	bianca	206°
—			—			p-etossifenilmesacon.	»	205°
			Derivati itaconici					
Ac.p-ossifenilitacon.	bianco	161°-162°	p-ossifenilitacon.	gialla	104°-105°	p-ossifenilitacon.	grigia	173°-174°
» » »	giallo	118°-119°						
» » »	bianco	97°- 98°						
» » metossifenilitacon.	»	166°-167°	p-metossifenilitacon.	»	101°-102°	p-metossifenilitacon.	»	155°-156°
» » »	giallo	144°-145°						
» » »	bianco	135°-136°						
» » etossifenilitacon.	»	165°-166°	p-etossifenilitacon.	»	99°-100°	p-etossifenilitacondiammi.	»	» »
» » »	giallo	148°-149°						
» » »	bianco	134°-135°						

ACIDI AMMICI	colore	p. f.	IMMIDI	colore	p. f.	DIAMMIDI	colore	p. f.
			Derivati pirocinconici					
—			p-ossifenilpirocincon.	gialla	200°	—		
—			»	bianca	»	—		
—			p-metossifenilpirocincon.	gialla	139°	—		
—			»	bianca	»	—		
—			p-etossifenilpirocincon.	gialla	117°	—		
—			»	bianca	»	—		
			Derivati ftalici, citraconici, itaconici e maleinici					
Ac.o-metossifenilftal.	bianco	168°-169°	o-metossifenilftal.	bianca	155°-156°	—		
» » metossifenilcitracon.	giallo	116°-117°	o-metossifenilcitracon.	gialla	98°- 99°	—		
» » metossifenilitacon.	bianco	128°-129°	o-metossifenilitacon.	bianca	112°-113°	—		
» » metossifenilmalein.	giallo	144°-145°				—		
			Derivati canforici *a) coi p-amminofenoli*					
Ac.p-ossifenilcanfor. α cis	bruno	165°	p-ossifenilcanfor.	incol.	218°	—		
» » » α trans	roseo	226°				—		
» » » α ?	»	infusibile				—		
» » » ?	bianco	185°				—		
» » metossifenilcanfor. ?	»	198°	p-metossifenilcanfor.	bianca	110°	—		
» » etossifenilcanfor. α cis	»	199°	p-etossifenilcanfor.	»	114°	—		
» » » α trans	»	184°				—		
» » » α cis	»	110°				—		
			b) Colla p-toluidina					
Ac.p-tolicanfor.	bianco	201°-209°	p-tolilcanfor. simmetrica		189°-190°	—		
» » »	»	183°	Isoimmide α		131°	—		
» » » β cis	»	190°-196°	» β		144°-146°	—		
» » » β trans	»	189°				—		
			Derivati isoftalici e tereftalici					
—	—	—	—	—	—	p-metossifenilisoftaldiam.	bianca	268°
—	—	—	—	—	—	p- » tereftal »	»	246°-248°
—	—	—	—	—	—	p-etossi » » »	grigia	inf. a 300°

II.

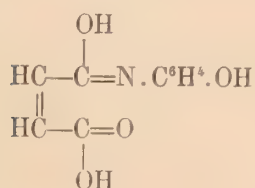
PARTE SPERIMENTALE

1. Derivati maleinici e fumarici.

(A. Piutti)

A. Acidi ammici.

a) Acido p-ossifenilmaleinammico.

```
          OH
          |
HC—C=N.C⁶H⁴.OH
||
HC—C=O
          |
          OH
```

Preparazione. Mescolando, anche all'oscuro, soluzioni acetoniche di p-amminofenolo, ottenuto scomponendo il suo cloridrato coi carbonati o coi bicarbonati alcalini, e di anidride maleica, si ottiene questo acido sempre colorato in bruno e mai di un bel giallo canarino come i corrispondenti derivati alchilici. Per ottenerlo tale bisogna procedere nel modo seguente:

La quantità che corrisponde ad un peso molecolare di anidride maleica (gr. 5) si scioglie nel benzolo anidro, in cui rimane indisciolto un po' di acido che accompagna quasi sempre l'anidride e la soluzione si filtra rapidamente in altra di solfito di p-amminofenolo (gr. 5.6), preparato di fresco per azione del solfito sodico sul cloridrato.

Non occorre che tutto il solfito sia disciolto nell'acetone, poichè bisognerebbe a questo scopo impiegare una quantità eccessiva del solvente; anche se esso si trova in massima parte sospeso nella soluzione benzol-acetonica, finisce di sciogliersi colla prolungata ebollizione a ricadere e colla distillazione successiva al terzo, si ottiene un liquido limpido, colorato in giallo bruno, da cui col raffreddamento si depone l' acido maleinammico sotto forma di croste mammellonari o di rosette gialle pesanti, che si seccano nel vuoto o si conservano all' oscuro.

Proprietà. Insolubile nell'acqua, pochissimo solubile, quasi insolubile, nell'etere e nel benzolo, discretamente solubile, specialmente a caldo, nell'etere acetico, acetone, e nell'alcool da cui per evaporazione spontanea si depone in croste gialle, costituite da fini aghi, che fondono a 182°. Aggiungendo acqua calda alla soluzione alcoolica pure riscaldata, l'acido si depone col raffreddamento in prismetti giallo-verdastri, che imbruniscono alla luce. La soluzione acquoso-alcoolica, trattata con qualche goccia di cloruro ferrico non dà, nè subito nè dopo molto tempo, alcuna colorazione.

Analisi.

I. Sostanza: gr. 0.2497; H^2O gr. 0.105; CO^2 = gr. 0.5301.

II. Sostanza: gr. 0.2048, trattata col metodo Kjeldahl fornì una quantità di NH^3 equivalente a cm³ 9.60 di NaOH N/10 = mgr. 13.44 di N.

III. Sostanza: gr. 0.2319; NH^3 equivalente a cm³ 11.1 di NaOH N/10 = mgr. 15.54 di N.

Da cui in 100 parti:

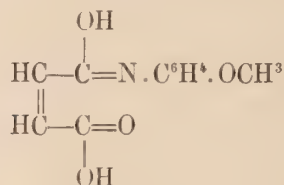
	Trovato			Calcolato per $C^{10}H^9NO^4$
	I	II	III	
C	57.89	—	—	57.97
H	4.67	—	—	4.35
N	—	6.56	6.70	6.76

Determinazione acidimetrica. Si adopera come indicatore la fenolftaleina, ma anche con questa non si coglie esattamente il momento in cui avviene il cambiamento di colore.

Sostanza: gr. 0.2145; NaOH N/10 cm³ 10.8 = mgr. 43.2 di NaOH, da cui

Equivalente di neutralizzazione { trov. 198.6; calc. 207

b) Acido p-metossifenilmaleinammico.

```
        OH
        |
HC—C=N.C⁶H⁴.OCH³
 ||
HC—C=O
        |
        OH
```

Preparazione. Si depone, dopo qualche istante, sotto forma di un precipitato giallo cromo, mescolando le soluzioni benzoliche di molecole uguali di anidride maleica (gr. 10, sciolti in gr. 100 di benzolo anidro) ed anisidina (gr. 12.55, sciolta in gr. 150 di benzolo anidro). Si nota un forte aumento di temperatura e durante la aggiunta della soluzione benzolica dell'anidride in quella dell'amminofenolo si sviluppa una colorazione aranciata, che in breve scompare con la formazione del precipitato giallo. Questo si raccoglie alla pompa, si lava più volte con benzolo anidro e si scalda dai 60° ai 70° sino a che non perde di peso. Rendimento 98.6 %.

Proprietà. Insolubile nel benzolo anche all'ebollizione, si scioglie a caldo nell'alcool da cui cristallizza in piccoli aghi, giallo-canarino, dicroici, splendenti, o in lunghi prismi gialli dotati di pleocroismo giallo-verdastro poco deciso, aventi una estinzione obbliqua con angolo di circa 10°.

Fondono dai 180° ai 181° in un liquido giallo da cui si sviluppano bolle gassose. Le soluzioni acquose forniscono col cloruro ferrico da principio una colorazione giallo-bruna che diventa a poco a poco violetta.

Analisi.

I. gr. 0,2342 di sostanza, fornirono gr. 0,1068 di H^2O e gr. 0,5162 di CO^2.

II. gr. 0,1992, dettero, col metodo Kieldahl una quantità di NH^3 corrispondente a cc. 9,05 di NaOH N/10 = mgr. 12,67 di N.

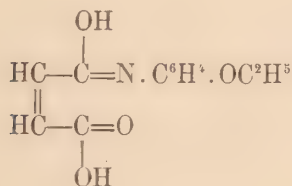
Ossia in 100 parti:

	Trovato		Calcolato per $C^{11}H^{11}NO^4$
	I	II	
C	60.11	—	59.73
H	5.10	—	4.98
N	—	6.36	6.34

Determinazione acidimetrica. Coll'indicatore fenoftaleina gr. 0,1931 di sostanza richiesero cc. 9,0 di NaOH N/10, corrispondente a gr. 0,036 di NaOH. Da cui:

Equivalente di neutralizzazione { trov. 214.5; calc. 221

Acido p-etossifenilmaleinammico.

```
        OH
        |
HC—C=N.C⁶H⁴.OC²H⁵
 ||
HC—C=O
        |
        OH
```

Preparazione. Si ottiene come l'acido precedente, con notevole sviluppo di calore, mescolando soluzioni benzoliche di uguali molecole dei componenti. Con gr. 10 di anidride maleica disciolti in 80 gr. di benzolo anidro e gr. 14,1 di fenetidina disciolti in 150 gr. di benzolo, si ottengono gr. 23,7 di prodotto, cioè il 98,3 % della quantità teorica. Questo prodotto ripetutamente lavato con benzolo fonde dai 181° a 182° imbrunendo, ma piccole quantità d'impurezze ne abbassano notevolmente il punto di fusione.

Proprietà. Insolubile nel benzolo e nell'acqua, poco solubile nell'etere, si scioglie bene a caldo nell'alcool, da cui cristallizza col raffreddamento in aghi gialli, sottilissimi aggruppati a sfere che occupano tutto il liquido per modo che si può capovolgere il bicchiere senza che fuoriesca il contenuto. Può anche cristallizzare in lunghi prismi di un giallo canarino, aggruppati a ciuffi, se la soluzione alcoolica si raffredda molto lentamente sotto una campana. Questi cristalli presentano un pleocroismo poco sensibile, estinzione inclinata formante un angolo di 19°-20°, uscita di una bisettrice con angolo degli assi ottici piuttosto grande. È ugualmente solubile nell'acetone, specie a caldo, e cristallizza da esso in mammelloni gialli formati da sottili aghi. La soluzione alcoolica dà col percloruro di ferro una colorazione giallo-bruna che a poco a poco diventa violetta sino ad assumere una colorazione violetta intensa.

Analisi.

I. Sostanza gr. 0,2298, CO^2 = gr. 0,5205, H^2O = gr. 0,1126.

II. Sostanza gr. 0,2291, CO^2 = gr. 0,5149, H^2O = gr. 0,1184.

III. Determinazione dell'azoto col metodo Kjeldahl: sostanza gr. 0,2022; iposolfito N/14 corrispondente all'eccesso di H^2SO^4 N/7 non saturato dall'NH^3 svolta dalla sostanza = cc. 18,1; H^2SO^4 N/7 impiegato cc. 15; N corrispondente all'NH^3 mgr. 11,9.

Ossia in 100 parti:

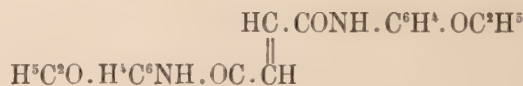
	Trovato			Calcolato per $C^{12}H^{13}NO^4$
	I	II	III	
C	61.33	61.29	—	61.23
H	5.44	5.78	—	5.54
N	—	—	5.88	5.96

Determinazione acidimetrica. Si esegue sciogliendo l'acido nell'alcool puro ed allungando con acqua sino ad incipiente intorbidamento. Indicatore fenoftaleina.

Sostanza: gr. 0,207, NaOH N/5 cc. 4,65 = gr. 0,0372 di NaOH. Da cui:

Equivalente di neutralizzazione { trov. 222.5; calc. 235

Azione del calore sulla soluzione alcoolica. Facendo bollire a ricadere, anche per diverse ore, la soluzione di questo acido (p. 4) nell'alcool a 96° (p. 100), dalla soluzione piuttosto bruna, con successive concentrazioni, si ottiene quasi tutto l'acido inalterato. Se invece la soluzione alcoolica si scalda in autoclave dai 140° a 150°, per 5-6 ore, dal liquido, non molto colorato, si ricava il 10-12 % di una sostanza cristallizzata in minuti aghi bianchi, che fonde a 225° e che mediante l'analisi, il peso molecolare ed il confronto con altra preparata direttamente per azione del calore sul fumarato acido di fenetidina, venne riconosciuta per *p-etossifenilfumardiammide*

$$\begin{array}{r} HC.CONH.C^6H^4.OC^2H^5 \\ \| \\ H^5C^2O.H^4C^6NH.OC.CH \end{array}$$

Infatti:

I. gr. 0,1940 di sostanza fornirono gr. 0,485 di CO^2 e gr. 0,108 di H^2O.

II. gr. 0,140 di sostanza scomposta col metodo di Dumas fornirono cc. 9,4 di N a 16° e 768 mm., ossia a 0° e 760 mm. cc. 8,97 corrispondente a mgr. 11,217 di azoto.

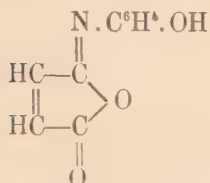
Ossia in 100 parti:

	Trovato		Calcolato per $C^{20}H^{27}N^2O^4$
	I	II	
C	68.18	—	67.80
H	6.18	—	6.22
N	—	8.01	7.96

Lo studio di questa diammide è rimandata al capitolo delle *diammidi.*

B_1. Immidi asimmetriche.

p-ossifenilmaleinimmide.

$$\begin{array}{l} \quad\quad N.C^6H^4.OH \\ \quad\quad \| \\ HC—C \\ \| \quad\quad \rangle O \\ HC—C \\ \quad\quad \| \\ \quad\quad O \end{array}$$

Preparazione. L'acido p-ossifenilmaleinammico, seccato a 100°, si addiziona con venti volte il suo peso di acetone anidro e sette volte il peso di cloruro di acetile e la miscela si scalda a ricadere a b. m., sino a che tutto è disciolto. Quindi nello stesso recipiente, mantenuto caldo, si fa passare una corrente di aria secca, sino a che, allontanati l'acetone, l'eccesso del cloruro di acetile ed i prodotti secondarî volatili che si formano nella reazione, ciò che richiede qualche ora, rimane un residuo bruno, cristallino, il quale disciolto a ricadere in poco alcool, depone col raffreddamento un prodotto gialletto che ricristallizzato un paio di volte dall'alcool si ottiene perfettamente bianco.

Proprietà. Questa immide è quasi insolubile nell' acqua, tanto fredda che bollente, poco solubile nell'alcool freddo, molto nel bollente, da cui si depone col raffreddamento in cristallini aghiformi, riuniti a ciuffi o a rosette, che fondono dai 154°-155°. Allungando la soluzione con acqua bollente, non si intorbida, ma a freddo, l'immide si depone in prismetti bianchi pesanti. Nell'etere freddo è poco solubile, un po' di più nel caldo; per lenta evaporazione del solvente rimane sotto forma di prismetti bianchi opachi.

In modo analogo si comporta col tetracloruro e col solfuro di carbonio. Nel benzolo, etere acetico, acetone, cloroformio, è invece molto solubile anche a freddo, specie in questi due ultimi solventi.

Analisi. Determinazione dell'Azoto (metodo di Kjeldahl).

Sostanza gr. 0,2134 ; H^2SO^4 N/10 neutralizzato dall'ammoniaca sviluppata cc. 11,3 = mgr. 15,82 di azoto.

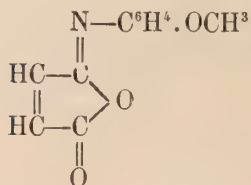
Ossia in 100 parti:

	Trovato	Calcolato per $C^{10}H^7NO^3$
N	7.41	7.40

Determinazione del peso molecolare. (Metodo crioscopico, solvente: acido acetico, costante = 39).

Concentrazione	Abbassamento termometrico	Coefficiente di abbass. term.	Peso molecolare trov.	Peso molecolare calc.
1.0187	0°.195	0.1914	203.7	189
1.3387	0°.260	0.1942	200.8	

p-metossifenilmaleinimmide.

```
     N—C⁶H⁴.OCH³
     ‖
HC—C
‖     >O
HC—C
     ‖
     O
```

Preparazione. Gr. 5 di acido p-metossifenilmaleinammico secco si mantengono a b. m. a riflusso, con gr. 36 di acetone e gr. 15 di cloruro di acetile sino a che la soluzione è completa; quindi scaldando a leggero calore in corrente di aria secca si eliminano il solvente, i reagenti ed i prodotti secondarî.

Rimane così un residuo cristallino, colorato in verde-scuro, che, lavato con poco alcool e raccolto alla pompa, diventa perfettamente bianco.

Proprietà. Insolubile o quasi nell'acqua fredda e bollente, poco solubile nell'alcool freddo, molto nel bollente, da cui col raffreddamento si rapprende in una massa di cristalli incolori, tabulari, allungati, con estensione retta. Aggiungendo alla soluzione alcoolica acqua bollente sino a che incomincia l'intorbidamento, l'immide si depone in una massa di piccoli aghi fusibili a 145°-146°. Nell'etere è poco solubile a freddo, un po' più a caldo; egualmente si comporta col tetracloruro e col solfuro di carbonio, dai quali cristallizza in aghetti. Nel benzolo, etere acetico, acetone e cloroformio è solubilissimo anche a freddo e cristallizza da essi, in generale, meglio della immide precedente.

Analisi. Determinazione dell'Azoto. (Metodo Kjeldahl).

Sostanza: gr. 0,2490 ; H^2SO^4 N/10 neutralizzato dall'ammoniaca prodotta: cc. 12,1 = mgr. 16,94 di azoto.

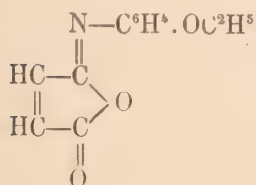
Ossia in 100 parti:

	Trovato	Calcolato per $C^{11}H^9NO^3$
N	6.78	6.89

Determinazione del peso molecolare. (Metodo crioscopico, solvente: acido acetico, costante = 29).

Concentrazione	Abbassamento termometrico	Coefficiente di abbass. term.	Peso molecolare	
			trov.	calc.
1.088	0°.205	0.1849	210.9	203

p-etossifenilmaleinimmide.

```
    N—C⁶H⁴.OC²H⁵
    ‖
HC—C
‖     >O
HC—C
    ‖
    O
```

Preparazione. L'acido p-etossifenilmaleinammico ben polverato e secco si fa bollire a ricadere a bagno maria con 15 volte il suo peso di acetone e 5 volte il peso di cloruro di acetile. Esso si scioglie a caldo nella miscela con colorito giallo, che alla fine dell'operazione tende al bruno.

Se la soluzione si lascia a sè per qualche ora, diventa verde e, per trasparenza, di un bel rosso rubino; conviene perciò, non appena cessato il riscaldamento, eliminare i prodotti volatili con aria calda e secca e lasciare poi per qualche tempo il residuo sulla calce viva nel vuoto. Si ottiene così un prodotto cristallino appena colorato in gialletto, che lavato con alcool freddo e raccolto alla pompa, cristallizza dall'alcool bollente in aghetti bianchissimi. Il rendimento è di circa il 95 % della quantità teorica.

Sostituendo l'ossicloruro di fosforo al cloruro di acetile si ha un rendimento di appena il 60 % poichè l'acido p-etossifenilmaleinammico anidrizzandosi a temperatura più alta dà luogo a formazione di prodotti secondarî fortemente colorati. Ad ogni modo anche in questo caso l'immide ottenuta ha gli stessi caratteri e la stessa composizione di quella preparata mediante il cloruro di acetile.

Proprietà. Si presenta in cristalli incolori, allungati, tubulari, con estinzione retta. Con i solventi si comporta presso a poco come le due immidi precedenti. Un po' più solubile nell'acqua bollente, poco solubile nell'alcool freddo, molto nel caldo, da cui cristallizza in aghi di aspetto sericeo: nel solfuro e nel tetracloruro di carbonio è anche poco solubile a freddo; più solubile a caldo, dalle quali soluzioni cristallizza in sfere composte da sottilissimi aghi. Si scioglie abbastanza nell'etere, benzolo, etere acetico e cloroformio. Fonde a 127°.

Analisi. Anche in questa immide le determinazioni di carbonio dettero risultati inferiori al calcolato (C = 36,66-56,89-56,93-56,08-56,62), mentre per l'idrogeno (H = 4,59-5,00-5,05-5,07-5,23) erano invece soddisfacenti.

Quantunque il modo di formazione da una sostanza analizzata e le proprietà non lasciassero dubbî sulla sua composizione, pure ho voluto (avendone di essa più grande quantità delle precedenti) sottoporla all'idrogenazione, nella quale avrebbe dovuto dare il derivato succinico, da me alcuni anni fa descritto [1]).

Gr. 3 di immide vennero perciò sciolti nell'alcool acquoso e addizionati con 20 25 volte il peso di amalgama di sodio al 5 %. Dopo due giorni il liquido alcalino venne precipitato con acido cloridrico e il deposito cristallino ottenuto, sciolto nell'alcool bollente e addizionato con acqua calda sino a intorbidamento, fornì larghe

---

[1]) V. Gazz. Chim., XXV, p. II, p. 515.

lamine splendenti di acido p-etossifenilsuccinammico fus. a 160°-161°, di cui gr. 0,258 fornirono nell'analisi gr. 0,1490 di H^2O e gr. 0,5750 di CO^2:

	Trovato	Calcolato per $C^{12}H^{15}NO^4$
C	60.77	61.18
H	6.45	6.33

Dalle acque madri dell'acido, concentrate a b. m. e seccate nel vuoto, l'alcool estrae l'immide p-etossifenilsuccinammica, che cristallizza dall'alcool in prismi fusibili dai 154° ai 155°, formata evidentemente per disidratazione dell'acido ottenuto [1]).

Determinazione acidimetrica. Gr. 0,8315 di sostanza richiesero per la saturazione cc. 36 di Na OH N/10, corrispondente a mgr. 144 di Na OH (indic. tornasole).

Coefficiente di neutralizzazione: trovato 231
» » » calcolato 237

Determinazione dell'Azoto. (Metodo Kjeldahl) gr. 0,211 di sostanza dettero l' NH^3 necessaria a saturare cc. 9,2 di H^2SO^4 N/10, corrisp. a mgr. 21,91 di azoto.

Trovato	Calcolato per $C^{12}H^{11}NO^3$
6.11	6.45

Determinazione del peso molecolare. (Metodo crioscopico, solvente: ac. acetico, costante = 39).

Concentrazione	Abbassamento termometrico	Coefficiente di abbass. term.	Peso molecolare trov.	Peso molecolare calc.
1.0805	0°.19	0.1759	221.8	217
1.2105	0°.36	0.1714	227.5	

Determinazione acidimetrica. Gr. 0,269 di ac. p-etossifenilmaleinammico richiesero per la esatta neutralizzazione cc. 12,4 di NaOH N/10, corrispondente a mgr. 49,6 di Na OH.

Coefficiente di neutralizzazione: trovato 217
» » » calcolato 217

Azione degli alcali. Non si scioglie nel carbonato sodico; nella soda acquosa si scioglie solo lentamente, l'acido cloridrico diluito precipita dalle soluzioni l'acido para-etossifenilmaleinammico da prima quasi bianco, che rapidamente diventa giallo. La soda alcoolica scioglie l'immide con colorito violetto intenso, che dopo poco scompare, precipitandosi il sale sodico dell'acido corrispondente all'immide. Per aggiunta di acido cloridrico alla soluzione alcoolica questa si colora in giallo e diluendo con acqua precipita l'acido p-etossifenilmaleinammico.

Azione degli acidi concentrati. Scaldando l'immide con 50 volte il peso di acido cloridrico concentrato in tubo chiuso per un paio di ore a 150°, si ottiene un liquido

[1]) V. loc. cit., pag. 513.

giallo-bruno che svaporato a b. m. cede all'acqua fredda del cloridrato di p-ammidofenolo che si riconosce scomponendolo con carbonato sodico e determinando punto di fusione e caratteri.

La porzione insolubile nell'acqua fredda cristallizzata dalla bollente è costituita da acido fumarico sublimabile a 200° e che dà coll'idrato di bario il caratteristico fumarato.

Azione dell'etilato sodico. All'etilato sodico, preparato aggiungendo alcool assoluto al sodio polverizzato nello xilolo anidro, vennero aggiunti gr. 0,77 d'immide, agitato il tutto per due ore, indi precipitato con etere anidro, raccolto e lavato il prodotto nell'apparecchio altrove da me descritto [1], si presentava di color violetto roseo alquanto solubile nell'alcool assoluto con colorazione violetta.

Analisi.

I. gr. 0,1808 di sostanza fornirono (col motodo Kjeldahl) l'NH^3 necessaria a saturare cc. 5,6 di H^2SO^4 N/10, ossia a mgr. 7,86 di azoto.

II. gr. 0,2301 di sostanza dettero l'NH^3 occorrenti a saturare cc. 7,7 d'H^2SO^4 N/10, ossia mgr. 10,81 di azoto.

III. gr. 0,2411 di sostanza dettero gr. 0,5191 di CO^2 e gr. 0,1199 di H^2O.

	Trovato			Calcolato per $C^{14}H^{16}NO^4Na$
	I	II	III	
C	—	—	58.72	58.94
H	—	—	5.52	5.61
N	4.34	4.69	—	4.91

Trattando con la quantità calcolata di acido solforico il prodotto ottenuto per azione dell'etilato sodico si ebbe una polvere rosso-bruna, che dette all'analisi i seguenti risultati:

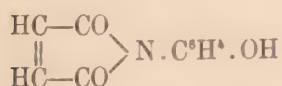
I. gr. 0,2210 di sostanza dettero (col metodo Kjeldahl) l'NH^3 corrispondente a cc. 8,1 di H^2SO^4 N/10, corrispondenti a mgr. 11,37 di azoto.

II. gr. 0,2241 di sostanza dettero gr. 0,5224 di CO^2 e gr. 0,1270 di H^2O.

	Trovato		Calcolato per $C^{14}H^{17}NO^4$
	I	II	
C	—	63.57	63.87
H	—	6.33	6.46
N	5.14	—	5.32

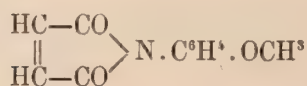
B_2. Immidi simmetriche.

p-ossifenilmaleinimmide.

$$\begin{matrix} HC—CO \\ \Vert \\ HC—CO \end{matrix} \Big\rangle N.C^6H^4.OH$$

Per quanti tentativi siano stati fatti cogli indicati metodi per preparare le immidi alchiliche, in nessuna maniera si potè ottenere questo derivato del p-amminofenolo.

[1] V. Gazz. Chim., XXXVI, p. II (1906), pag. 725.

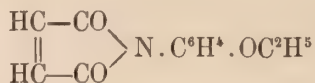
p-metossifenilmaleinimmide.

$$\begin{matrix} HC-CO \\ \| \\ HC-CO \end{matrix} > N.C^6H^4.OCH^3$$

Preparazione. Si è preparata per azione dell'anidride fosforica sull'acido p-metossifenilmaleinammico sciolto in toluolo. Gr. 1 dell' acido con gr. 6 di anidride fosforica e gr. 33 di toluolo secco si mantengono all'ebollizione, a ricadere, per circa tre ore. Il liquido separato per filtrazione vien distillato per scacciare il solvente e il residuo; per cristallizzazione dall'acetone e poi dall'etere, dà una sostanza gialla fusibile a 138°, ma che per ulteriore purificazione fonde invece a 148°,5.

Proprietà. Si presenta in forma di aghetti sottilissimi e assai leggieri, accanto a questi però si trovano anche squamette di colore biancastro che fondono ad una temperatura un po' più bassa, 145°-146°, che corrisponde alla temperatura di fusione dell'immide p-metossifenilmaleica bianca precedentemente descritta. Separati meccanicamente gli aghetti gialli, se ne determina il peso molecolare col metodo crioscopico in soluzione di acido acetico:

Concentr.	Abbass. term.	Coeff. di abbass.	Peso mol. trovato	Calcolato per $C^{11}H^8O^3N$
0.613	0°.12	0.1957	199.3	203.08

p-etossifenilmaleinimmide.

$$\begin{matrix} HC-CO \\ \| \\ HC-CO \end{matrix} > N.C^6H^4.OC^2H^5$$

Preparazione. Si ottenne tanto per sublimazione dell'acido ammico corrispondente, che per azione su di esso dell'anidride fosforica. Nel primo caso si operò in corrente di anidride carbonica secca per evitare resinificazioni, e la sublimazione cominciò a circa 145°.

Il riscaldamento fu mantenuto per lungo tempo a 170°-180° e si ottenne un rendimento di gr. 0,25 a 0,45 di immide gialla sublimata per ogni grammo di acido.

La stessa sostanza gialla col punto di fusione 134°-135° si ottenne anche per trattamento dell'acido ammico in soluzione di toluolo con anidride fosforica, scaldando a lungo a b. m. Essa cristallizza per concentrazione della soluzione toluolica liberata dall'acido ammico che non ha reagito, mediante soluzione acquosa di carbonato sodico.

Proprietà. Si presenta in aghetti gialli fusibili a 134°-135°. Esaminati al microscopio polarizzante tanto i cristalli ottenuti dall' immide sublimata quanto quelli avuti per cristallizzazione dall'acido acetico dell'immide preparata per azione nell'anidride fosforica sull'acido ammico, presentano gli stessi caratteri. Sono tabulari o prismatici fortemente allungati con estinzione retta rispetto alla direzione dell'allungamento, mostrano un intenso pleocroismo giallo canarino, scuro nella direzione normale a quella d'allungamento e giallo chiarissimo, quasi incoloro, nell'altra.

È molto solubile nell'acido acetico, nell'etere, cloroformio, benzolo, xilolo ed etere acetico. Le soluzioni sono colorate in giallo e per lenta evaporazione lasciano cristallizzare l'immide gialla. Si scioglie a stento nell'idrato potassico acquoso e alcoolico, più facilmente a caldo, dando soluzioni pressocchè incolori, dalle quali mediante acido cloridrico precipita l'acido ammico col punto di fusione 178°. Coll'etilato sodico si comporta diversamente dall'immide bianca, assumendo colorazione rossa poco intensa e sciogliendosi dopo lunga agitazione in un liquido giallo.

Analisi elementare.

I. gr. 0,1844 di sostanza dettero gr. 0,4453 di CO^2 e gr. 0,0895 di H^2O.

II. gr. 0,1858 di sostanza dettero cc. 10,0 di azoto alla pressione di 760^{mm} e alla temperatura di 16°, cioè mgr. 11,97 di azoto.

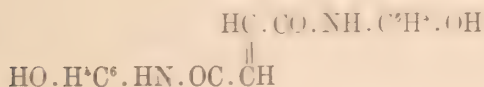
	Trovato		Calcalato per $C^{12}H^{11}NO^3$
	I	II	
C	65.86	—	63.32
H	5.30	—	5.43
N	—	6.44	6.25

Determinazione del peso molecolare. Fu eseguita in soluzione di acido acetico.

	Concentr.	Abbass. term.	Coeff. di abbass.	Peso mol. trovato		Peso mol. calcolato
I.	0.6731	0°.115	0.1708	228.3	media	217
II.	1.495	0°.263	0.1760	221.6	225	

C. Diammidi.

p-ossifenilfumardiammide.

$$\begin{array}{l} \qquad\qquad\qquad HC.CO.NH.C^6H^4.OH \\ \qquad\qquad\qquad \| \\ HO.H^4C^6.HN.OC.CH \end{array}$$

a) Forma bianca.

Per prolungato riscaldamento intorno ai 200° del fumarato acido p-amminofenolo, in corrente di anidride carbonica, si ottiene una massa da cui per purificazione dall'alcool si ricava una sostanza bianchiccia che riscaldata imbrunisce verso 220° senza fondere nemmeno a 250°. Cristallizzata dall'acido acetico si separa nella forma gialla.

L'analisi della sostanza bianca dà risultati corrispondenti alla formola della diammide p-ossifenilfumarica.

Analisi.

I. gr. 0,2536 di sostanza dettero gr. 0,5999 di CO^2 e gr. 0,1060 di H^2O.

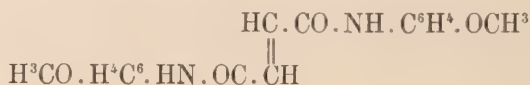
II. gr. 0,1684 di sostanza trattati col metodo Kjeldahl, dettero tanta ammoniaca da saturare cc. 11,4 di $H^2SO^4N/10$.

	Trovato		Calcolato per $C^{16}H^{14}N^2O^4$
	I	II	
C	64.52	—	64.38
H	4.67	—	4.74
N	—	9.47	9.41

b) Forma gialla.

Venne ottenuta sciogliendo l'immide bianca nell'acido acetico e lasciandola cristallizzare da questo solvente. Presenta tutte le proprietà della corrispondente immide bianca, differendone solo per il colore.

p-metossifenilfumardiammide.

$$\begin{array}{r} HC.CO.NH.C^6H^4.OCH^3 \\ \| \quad\quad\quad\quad\quad\quad\quad\; \\ H^3CO.H^4C^6.HN.OC.CH \quad\quad\quad\quad\quad\quad\quad\quad\quad \end{array}$$

a) Forma bianca.

Riscaldando in corrente di anidride carbonica il fumarato neutro di p-anisidina per più ore intorno a 200° sino a quasi completa fusione della massa, si ottiene un prodotto appena colorato che, ripreso con alcool, lascia indisciolta una sostanza biancastra. Questa sciolta in molto alcool, a ricadere, depone per raffreddamento una polvere bianca fusibile a 215°-216°.

La stessa diammide col punto di fusione 215°-216° fu ottenuta per azione a caldo dell'anidride maleica sulla p-anisidina senza solventi. Scaldando anidride maleica e p-anisidina nel rapporto di una molecola della prima per due della seconda, alla temperatura di circa 150° e per la durata di tre ore si potè notare uno sviluppo di acqua nello stesso tempo che la massa si colorava in bruno. Ripresa questa con alcool si ebbe la diammide bianca cristallina, fusibile a 216°.

Fu sperimentata anche l'azione del cloruro di fumarile sulla p-anisidina allo scopo di ottenere un prodotto corrispondente a quello sopra descritto o di arrivare contemporaneamente all'acido fumarammico, ma colle reazioni fatte non fu possibile averlo; si ottenne invece una piccola quantità dell'acido maleinammico corrispondente e sostanze gialle che presentavano talvolta un peso molecolare superiore a quello della diammide.

La diammide fusibile a 215°-216° si mostra insolubile nell'acqua, quasi insolubile in etere e in benzolo, poco solubile in acqua e cloroformio, facilmente solubile in acido acetico, dalle cui soluzioni, come da quelle di altri acidi grassi (propionico, butirrico, valerianico) si separa colorata in giallo, ma collo stesso punto di fusione e con la stessa solubilità della bianca. Tutte e due per azione a caldo di idrati alcalini liberano p-anisidina ed analizzati danno gli stessi risultati, corrispondenti alla formola della diammide p-metossifenilfumarica.

La diammide bianca ottenuta per fusione dell'anidride maleica coll'anisidina si presenta in tavolette esili, molto allungate, con splendore setaceo ed estinzione retta.

Analisi.

I. gr. 0,1606 di sostanza dettero gr. 0,3906 di CO^2 e gr. 0,0844 di H^2O.

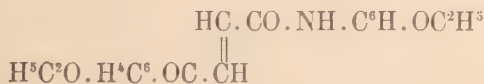
II. gr. 0,2704 di sostanza, trattati col metodo Kjeldahl, dettero tanta ammoniaca da saturare cc. 23,10 di H^2SO^4 N/14, corrispondenti a mgr. 23,1 di azoto.

	Trovato		Calcolato per $C^{18}H^{18}N^2O^4$
	I	II	
C	66.31	—	66.20
H	5.83	—	5.57
N	—	8.54	8.60

b) Forma gialla.

Si ottiene, come già si è accennato, per cristallizzazione dalle soluzioni della forma bianca negli acidi della serie grassa. Fonde alla stessa temperatura della bianca e ne differisce solo per il colore e per l'aspetto. Sembra infatti amorfa ed anche al microscopio non si risolve in cristalli.

p-etossifenilfumardiammide.

$$\begin{array}{r} HC.CO.NH.C^6H.OC^2H^5 \\ \| \quad\quad\quad\quad\quad\quad\quad\quad \\ H^5C^2O.H^4C^6.OC.CH \quad\quad\quad\quad\quad\quad\quad\quad \end{array}$$

a) Forma bianca.

Analogamente alla precedente la diammide p-etossifenilfumarica fu ottenuta tanto per riscaldamento del fumarato neutro, che per riscaldamento dell'anidride maleica con la p-fenetidina.

Riscaldando in corrente di anidride carbonica il fumarato neutro di p-anisidina per più ore, alla temperatura di circa 150°, si osserva svolgimento di vapor d'acqua e rimane una massa un po' colorata che viene trattata a ricadere con poco alcool per asportare la massima parte delle sostanze resinose. Il prodotto, purificato per cristallizzazione dall'alcool bollente, si presenta sotto forma di una polvere bianca microcristallina, fusibile a 223°. Il rendimento è del 60 %.

La stessa diammide si ottiene scaldando l'anidride maleica e la p-fenetidina alla temperatura di 185°-200°, come pure scaldando in autoclave a circa 150° per quattro ore l'ac. p-etossifenilmaleinammico sciolto in alcool assoluto.

Presenta un aspetto terroso ed al microscopio si risolve in una quantità di aghetti incolori ad estinzione retta. È insolubile in acqua ed etere, un po' solubile in alcool a caldo, nel benzolo e nel cloroformio, si scioglie molto facilmente in acido acetico colorando la soluzione in giallo scuro. Da quest'ultima soluzione si separano piccolissime squamette gialle che hanno lo stesso punto di fusione della sostanza bianca. La stessa trasformazione avviene usando gli omologhi superiori del-

l'acido acetico, come pure triturando la diammide bianca in un mortaio; occorre qualche tempo perchè si manifesti il color giallo.

Analisi elementare.

I. gr. 0,2152 di sostanza dettero gr. 0,5314 di CO^2 e gr. 0,1174 di H^2O.

II. gr. 0,2154 di sostanza, trattati col metodo Kjeldahl, diedero tanta ammoniaca da saturare cc. 16,9 di $H^2SO^4N/14$, corrispondenti a mg. 16,9 di azoto.

	Trovato		Calcolato per $C^{20}H^{22}N^2O^4$
	I	II	
C	67.35	—	67.74
H	6.10	—	6.27
N	—	7.67	7.93

b) Forma gialla.

La diammide gialla si ha ogni qualvolta si cristallizza la diammide bianca sopra descritta dall'acido acetico o dai suoi omologhi. Fonde alla stessa temperatura della bianca e ne differisce soltanto per il colore e per l'aspetto, presentandosi in tavolette gialle a contorno irregolare e seghettato, con vivo pleocroismo dall'incoloro al giallo canarino. Il cloruro di fumarile agisce sulla p-feneditina in modo perfettamente analogo a quello già indicato per la p-anisidina.

2. Derivati citraconici.

(A. Pagniello, A. Marciano) [1]

A. Acidi citraconammici.

Acido p-ossifenilcitraconammico.

$C^{11}H^{11}NO^4$

Preparazione. Quantità equimolecolari di p-amminofenolo e di anidride citraconica, sciolti separatamente in acetone, si mescolano ed il liquido si fa bollire a ricadere per una ventina di minuti: col raffreddamento si separa l'acido in prismetti aciculari gialli riuniti a ciuffi, che si raccolgono e si seccano.

Proprietà. Cristallizzato dall'acetone fonde a 155°. È abbastanza solubile nei solventi ordinarii e specialmente nell'acetone; si scioglie nei carbonati alcalini da cui precipita inalterato cogli acidi. Non dà colorazione col cloruro ferrico.

Analisi elementare.

I. gr. 0,2252 di sostanza diedero gr. 0,4926 di CO^2 e gr. 0,1025 di H^2O.

II. gr. 0,2190 » » gr. 0,4813 di CO^2 e gr. 0,1003 di H^2O.

---

[1]) I derivati coll'anidride citraconica vennero ottenuti dal Dott. Pagniello, quelli col cloruro di mesaconile o di citraconile dal Dott. Marciano.

III. gr. 0,1310 di sostanza diedero gr. 7,0 di azoto a 13°3 e 758mm.

IV. gr. 0,1818 » col metodo Kjeldahl, fornirono l'ammoniaca corrispondente a cc. 8,2 di H^2SO^4 N/10.

	Trovato				Calcolato per $C^{11}H^{11}O^4N$
	I	II	III	IV	
C	59.66	59.95	—	—	59.73
H	5.06	5.09	—	—	5.01
N	—	—	6.35	6.37	6.34

Determinazione acidimetrica. gr. 0,1822 di sostanza vennero saturati da cc. 8,3 di Na OH N/10.

Equivalente di neutralizzazione: Trovato = 219,5.

» » Calcolato per $C^{10}H^{10}NO^2$. COOH = 221,1.

Acido p-metossifenilcitraconammico.

$C^{12}H^{13}NO^4$

Preparazione. Si ottiene coi seguenti metodi:

I. Saponificando l'immide p-metossifenilcitraconica più oltre descritta, con la quantità calcolata di potassa alcoolica e precipitando dalla soluzione del sale potassico l'acido ammonico colla quantità corrispondente di acido solforico.

II. Mescolando quantità equimolecolari di p-anisidina ed anidride citraconica sciolte separatamente in un miscuglio di benzolo ed acetone.

III. Per azione del cloruro di mesaconile con due equivalenti molecolari di p-anisidina in soluzione di benzina di petrolio anidra. Che l'acido ammonico ottenuto sia un derivato citraconico e non mesaconico venne dimostrato facendolo reagire coll'isocianato di fenile che metteva in libertà l'anidride citraconica.

Proprietà. Ottenuto con i varii metodi cristallizza dall'acetone in prismi allungati gialli fusibili a 167°. È insolubile in acqua, solubile in alcool, come pure nei carbonati alcalini; in soluzione alcoolico-acquosa dà colorazione violetta con cloruro ferrico.

Analisi elementare.

I. gr. 0,2648 di sostanza diedero gr. 0,5903 di CO^2 e gr. 0,1347 di H^2O.

II. gr. 0,2165 di sostanza diedero col metodo Kjeldahl, l'ammoniaca corrispondente a cc. 9,15 di H^2SO^4 N/10.

III. gr. 0,2165 di sostanza diedero, col metodo Kjeldahl, l'NH^3 corrispondente a cc. 9,15 di H^2SO^4 N/10.

	Trovato			Calcolato per $C^{12}H^{13}O^4N$
	I	II	III	
C	61.17	—	—	61.28
H	5.69	—	—	5.57
N	—	5.92	5.98	5.96

Determinazione acidimetrica.

I. gr. 0,2010 di sostanza vennero saturati da cc. 8.83 di NaOH N/10.

II. gr. 0,3793 » » » cc. 16,2 » »

Equivalente di neutralizzazione: Trovato I. 227,1.

» » » II. 234,1.

» » Calcolato per $C^{11}H^{12}NO^{2}$. COOH = 235,1.

Acido p-etossifenilcitraconammico.

$C^{13}H^{15}NO^{4}$

Preparazione. Venne ottenuto con i metodi indicati per gli acidi precedentemente descritti, cioè:

I. Per unione diretta della p-fenetidina ed anidride citraconica.

II. Per saponificazione dell'immide corrispondente.

III. Per azione del cloruro di mesaconile con due equivalenti molecolari di p-fenetidina in soluzione di benzina di petrolio anidrida mantenuta a bassa temperatura.

Proprietà. Cristallizza dall'acetone in aghetti gialli fusibili a 162°. Insolubile in etere, benzolo e cloroformio, poco solubile in alcool amilico. In soluzione acquoso-alcoolica dà colorazione violetta con cloruro ferrico.

Analisi elementare.

I. gr. 0,2123 di sostanza diedero gr. 0,4872 di CO^{2} e gr. 0,1153 di $H^{2}O$.

II. gr. 0,1932 » » col metodo Kjeldahl, fornirono l'ammoniaca corrispondente a cc. 7,6 di $H^{2}SO^{4}$ N/10.

	Trovato		Calcolato per $C^{13}H^{15}NO^{4}$
	I	II	
C	62.59	—	62.63
H	6.03	—	6.07
N	—	5.51	5.62

Determinazione acidimetrica.

I. gr. 0,3721 di sostanza vennero saturati da cc. 15,3 di NaOH N/10.

II. gr. 0,3792 » » » cc. 15,8 » »

Equivalente di neutralizzazione: Trovato I. 243,2.

» » » II. 241,6.

» » calcolato per $C^{12}H^{14}NO^{2}$. COOH = 249,1.

B. Immidi citraconiche.

Immide p-ossifenilcitraconica.

$C^{11}H^{9}NO^{3}$

Preparazione. Si ottiene scaldando in un matraccino quantità equimolecolari di anidride citraconica e di p-amminofenolo, dapprima debolmente, poi a temperatura sempre più alta sino a raggiungere i 150°. A questo punto la massa elimina acqua e fonde dando un liquido giallo scuro che per raffreddamento cristallizza. Il prodotto viene polverizzato e sciolto a ricadere nell'acetone, da cui per raffreddamento cristallizza in mammelloni di colore giallo-scuro.

Proprietà. Ricristallizzata più volte dall'acetone fonde a 170°, si scioglie negli idrati e nei carbonati alcalini e dalle soluzioni per acidificazione si separa l'acido ammico corrispondente, già descritto.

Analisi elementare.

I. gr. 0,2063 di sostanza diedero gr. 0,4904 di CO^2 e gr. 0,0852 di H^2O.

II. gr. 0,2180 » » cc. 11,6 di azoto a 15°2 e 763^{mm}.

III. gr. 0,1666 » » (col metodo Kjeldahl) l'ammoniaca corrispondente a cc. 8,2 di H^2SO^4 N/10.

	Trovato			Calcolato per $C^{11}H^{9}O^{3}N$
	I	II	III	
C	64.83	—	—	65.02
H	4.58	—	—	4.46
N	—	6.33	6.90	6.90

Immide p-metossifenilcitraconica.

$C^{12}H^{11}NO^{3}$

Preparazione. I. Riscaldando sino a 150° il miscuglio di quantità equimolecolari di anidride citraconica e p-anisidina si ottiene un prodotto fuso che si solidifica col raffreddamento ed è parzialmente solubile nel benzolo a caldo. La parte insolubile di color giallognolo, che fonde a 154°, è costituita dall'acido ammico, mentre nella soluzione concentrata colla distillazione e diluita dapprima con alcool caldo quindi con acqua bollente, si depone col raffreddamento l'immide in scagliette giallognole fondenti a 116° (Ferrari).

II. Dall'acido ammico ottenuto per reazione del cloruro di mesaconile con p-anisidina, sciogliendolo in qualunque solvente contenente acqua, si separano degli aghetti gialli, fusibili a 114°.

Proprietà. Questa immide è insolubile in acqua, solubile nei solventi ordinari, come pure negli idrati e carbonati alcalini dalle cui soluzioni cogli acidi minerali

precipita l'acido ammico corrispondente. Con la potassa in soluzione alcoolica dà colorazione violetta.

Analisi elementare.

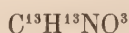
I. gr. 0,2048 di sostanza dettero gr. 0,4957 di CO^2 e gr. 0,0915 di H^2O.

II. gr. 0,2706 » » col metodo Kjeldahl, l'ammoniaca corrispondente a cc. 11,8 di H^2SO^4 N/10.

III. gr. 0,1783 di sostanza dettero col metodo Kjeldahl, l'ammoniaca corrispondente a cc. 8,2 di H^2SO^4 N/10.

	Trovato			Calcolato per $C^{12}H^{11}O^3N$
	I	II	III	
C	66.1	—	—	66.35
H	4.95	—	—	5.11
N	—	6.12	6.43	6.45

Immide p-etossifenilcitraconica.

$C^{13}H^{13}NO^3$

Preparazione. Per unione dell'anidride citraconica colla p-fenetidina in proporzioni equimolecolari, si forma subito l'acido ammico fortemente colorato in giallo, che riscaldato ulteriormente fonde intorno a 155°, perdendo acqua. Col raffreddamento il prodotto solidifica di nuovo e ripresa la massa con alcool a ricadere, si separa dalla soluzione l'immide in aghi di colore giallo-canarino riuniti a ciuffi, fusibili a 109°.

Proprietà. È molto solubile in alcool, acido acetico, acetone ed in etere, come pure negli idrati e carbonati alcalini, dalle cui soluzioni per acidificazione precipita l'acido ammico corrispondente.

Analisi elementare.

I. gr. 0,2972 di sostanza diedero gr. 0,7351 di CO^2 e gr. 0,1506 di H^2O.

II. gr. 0,1960 » col metodo Kjeldahl, dettero l'ammoniaca corrispondente a cc. 8,7 di H^2SO^4 N/10.

	Trovato		Calcolato per $C^{13}H^{13}O^3N$
	I	II	
C	67.29	—	67.51
H	5.65	—	5.67
N	—	6.21	6.06

Determinazione della grandezza molecolare. Fu eseguita col metodo ebullioscopico usando il benzolo; costante adoperato per il calcolo = 26.

	Concentr.	Innalz. term.	Coeff. d'innalz.	Peso mol. trov.	Peso mol. calc. per $C^{13}H^{13}O^3N$
I.	1.058	0°.115	0.1087	239.1	231.1
II.	1.903	0°.215	0.1130	230.1	

C. Diammidi citraconiche.

Mentre non fu possibile ottenere una diammide p-ossifenilica, nè fondendo l'anidride citraconica con due equivalenti molecolari di p-amminofenolo, nè per azione del cloruro di citraconile, pure per due equivalenti molecolari dell'ammina, le diammidi p-metossi e p-etossifenilica si sono ottenute direttamente.

p-metossifenilcitracondiammidi.

$C^{19}H^{20}N^{2}O^{4}$

Facendo agire il cloruro di citraconile con due equivalenti molecolari di p-anisidina in soluzione di benzolo anidro si ottiene soltanto l'acido ammico come nel caso del p-amminofenolo; riscaldando invece l'acido ammico fus. 154° con un altro equivalente di p-anisidina a circa 120°, a completa fusione, si ottenne un prodotto che ricristallizzato più volte dall'alcool si mostrava perfettamente bianco e fondeva a 133°, mentre nelle acque madri si riscontrava ancora la presenza dell'acido ammico. La sostanza bianca è fusibile a 133°, è insolubile negli alcali ed in soluzione idroalcolica dà colorazione violetta col cloruro ferrico.

Analisi elementare.

I. gr. 0,2349 di sostanza diedero gr. 0,5731 di CO^2 e gr. 0,1297 di H^2O.
II. gr. 0,2120 » » gr. 0,5217 di CO^2 e gr. 0,1190 »
III. gr. 0,2712 » » cc. 23,1 di azoto a 25°,8 e 761^{mm}.
IV. gr. 0,1963 » » cc. 14 5 » a 27°,5 e 755^{mm}.

	Trovato				Calcolato per $C^{19}H^{20}O^{4}N^{2}$
	I	II	III	IV	
C	66.52	67.11	—	—	67.03
H	6.18	6.27	—	—	5.92
N	—	—	8.29	8.27	8.24

p-etossifenilcitracondiammide.

$C^{21}H^{24}N^{2}O^{4}$

Questa diammide, come nel caso dell'amminofenolo e dell'anisidina, non fu potuta ottenere per azione del cloruro di citraconile sull'ammina, ma si ebbe in assai piccola quantità come prodotto secondario nelle preparazioni dell'immide. Infatti trattando questa con soluzione di idrato sodico, rimane una parte insolubile che cristallizzata più volte dall'alcool si presenta in scagliette bianche di splendore argenteo, fusibili a 171°,5, solubili in acido acetico senza cambiamento di colore.

Determinazione di azoto. gr. 0,1490 di sostanza, diedero cc. 9,45 di azoto a 16° e 752^{mm}.

	Trovato	Calcolato per $C^{21}H^{24}O^{4}N^{2}$
N	7.42	7.61

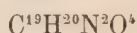
3. Derivati mesaconici.

(A. Marciano e L. Padula)

DIAMMIDI MESACONICHE.

Tutti i tentativi fatti per ottenere acidi ammici o immidi dall'acido mesaconico non hanno dato alcun risultato, si ricavarono solamente alcune diammidi e lo stesso cloruro di mesaconile, in determinate condizioni, insieme a questo diede per trasposizione del carbossile, come è stato riferito, acidi citraconnamici.

p-metossifenilmesacondiammide.

$C^{19}H^{20}N^2O^4$

Preparazione. Si ottiene in due modi: I. Quantità equimolecolari di acido mesaconico e di p-anisidina poste insieme in un matraccio si scaldano dapprima debolmente, in seguito sino a 160°. A 52° la mescolanza rammollisce assumendo un color giallognolo, a 90° diventa pastosa, a 115° comincia a fondere eliminando acqua, e si trasforma in un liquido denso di color rosso-bruno che sciolto nell'alcool a bollore e cristallizzato più volte da questo solvente, fornisce cristallini bianchi fusibili a 235° con colorazione gialla.

Questa sostanza è solubilissima nell'acido acetico, dal quale cristallizza in lamine gialle aventi lo stesso punto di fusione.

II. Aggiungendo cloruro di mesaconile a due equivalenti molecolari di p-anisidina sciolti separatamente in benzina di petrolio anidra e mantenendo la soluzione a temperatura relativamente bassa, si ottiene un miscuglio di acido metossifenilcitraconammico e della diammide che si separano con soluzione al 10 °/₀ di carbonato sodico. La parte insolubile, costituita dalla diammide, viene cristallizzata diverse volte dall'alcool.

Proprietà. Si presenta in scaglie od in minuti aghetti bianchi fusibili a 235°, abbastanza solubili nei solventi ordinarî, insolubili negli alcali e che non hanno reazione col cloruro ferrico.

Analisi elementare.

I. gr. 0,2061 di sostanza diedero gr. 0,5060 di CO^2 e gr. 0,1098 di H^2O.

II. gr. 0,2040 » » gr. 0,4985 di CO^2 e gr. 0,1042 di H^2O.

III. gr. 0,2296 » » col metodo Kjeldahl l'ammoniaca corrispondente a cc. 13,2 di H^2SO^4 N/10.

IV. gr. 0,1660 di sostanza diedero col metodo Kjeldahl l'ammoniaca corrispondente a cc. 12,3 di H^2SO^4 N/10.

	Trovato				Calcolato per $C^{19}H^{20}O^4N^2$
	I	II	III	IV	
C	66.70	66.65	—	—	67.07
H	5.91	5.71	—	—	6.17
N	—	—	8.07	8.33	8.23

p-etossifenilmesacondiammide.

$C^{21}H^{24}N^{2}O^{4}$

a) Forma bianca.

Preparazione. Venne preparata con ambedue i metodi indicati per la diammide precedentemente descritta, cioè tanto per fusione dell'acido mesaconico con due equivalenti molecolari di p-fenetidina, come per unione diretta del cloruro di mesaconile in soluzione di benzina anidra con due molecole di p-fenetidina.

Proprietà. Ottenuta nell'uno o nell'altro modo cristallizza dall'alcool in mammelloni bianchi raccolti a ciuffo e fusibili sino a 140°. Dal benzolo cristallizza con un punto di fusione più basso (135°).

È solubile nei solventi ordinarî specie nell'acido acetico che colora in giallo, insolubile nei carbonati alcalini.

La soluzione alcoolica non dà reazione con cloruro ferrico, nè si scompone per aggiunta di potassa.

Analisi elementare.

I. gr. 0,2048 di sostanza fornirono gr. 0,5141 di CO^2 e gr. 0,1192 di H^2O.

II. gr. 0,2040 » » col metodo Kjeldahl, l'ammoniaca corrispondente a cc. 10,8 di H^2SO^4 N/10.

	Trovato		Calcolato per $C^{21}H^{24}O^{4}N^{2}$
	I	II	
C	68.32	—	68.51
H	6.39	—	6.54
N	—	7.43	7.60

b) Forma gialla.

Preparazione. Questa varietà si ottiene sciogliendo la diammide bianca nell'acido acetico e precipitandola con acqua. Può aversi anche ben cristallizzata col raffreddamento di soluzioni acetiche bollenti, ma in questo caso parte della sostanza si scompone ed il prodotto non è di un bel giallo, nè si purifica ulteriormente con facilità.

Proprietà. Polvere cristallina gialla fusibile a 140° e per quanto riguarda la solubilità e gli altri caratteri fisici si mostra identica alla precedente diammide.

Analisi elementare.

I. gr. 0,1972 di sostanza fornirono gr. 0,4962 di CO^2 e gr. 0,0114 di H^2O.

II. gr. 0,2115 » » col metodo Kjeldahl, l'ammoniaca corrispondente a cc. 11,4 di H^2SO^4 N/10.

	Trovato		Calcolato per $C^{21}H^{24}O^{4}N^{2}$
	I	II	
C	66.33	—	68.50
H	6.54	—	6.52
N	—	7.56	7.60

Determinazione della grandezza molecolare.

Fu eseguita in soluzione acetica per la insufficiente solubilità negli altri solventi ed il peso molecolare si riferisce alla diammide gialla. Costante per il calcolo = 38,6.

	Concentr.	Abbass. term.	Coeff. di abbass.	Peso mol. trovato	Peso mol. per: $C^{21}H^{24}O^{4}N^{2}$
I.	1.091	0°.11	0.1009	375	
II.	1.56	0°.165	0.1058	365	368

4. Derivati itaconici.

(L. Rossi e Ione Foà)

A. Acidi ammici.

Acidi p-ossifenilitaconammici.

$C^{11}H^{11}NO^{4}$

Si poterono ottenere tre isomeri:

I. *Isomero* (161°-162°).

Preparazione. Precipita mescolando quantità equimolecolari di anidride itaconica e di p ammidofenolo sciolti separatamente la prima in benzolo ed il secondo in acetone anidri.

Proprietà. Cristallizza dai solventi in aghi bianchi fusibili a 161°-162° in un liquido giallo-bruno. È solubile in alcool, acetone, acido acetico, insolubile nel benzolo, cloroformio, etere, etere di petrolio; non si colora col cloruro ferrico.

Analisi elementare.

I. gr. 0,2151 di sostanza dettero gr. 0,4693 di CO^2 e gr. 0,0940 di H^2O.

II. gr. 0,2050 » » (col metodo Kjeldahl) l'NH^3 necessaria a saturare cc. 9,2 di H^2SO^4 N/10, corrispondenti a mgr. 12,9 di azoto.

	Trovato I	Trovato II	Calcolato per $C^{11}H^{11}NO^{4}$
C	59.46	—	59.68
H	4.88	—	5.02
N	—	6.30	6.34

Determinazione acidimetrica. Gr. 0,2488 di sostanza vennero neutralizzati da cc. 11,2 di Na OH N/10.

Equivalente di neutralizzazione. Trovato = 222.

» » Calcolato per $C^{11}H^{11}NO^{4}$ = 221.

Sale di argento. Si prepara aggiungendo all'oscuro la quantità calcolata di nitrato di argento alla soluzione del sale sodico.

Raccolto alla pompa lavato con poca acqua e seccato nel vuoto fuori della luce è abbastanza stabile.

Gr. 0,3262 di sale dettero gr. 0,1066 di argento metallico.

	Trovato	Calcolato per $C^{11}H^{10}NO^4Ag$.
Ag	32.67	32.89

II. *Isomero* (118°-119°).

Preparazione. Si ottiene sciogliendo l'immide corrispondente nell'idrato sodico non molto concentrato ed aggiungendo acido cloridrico diluito fino a che non precipita più.

Proprietà. Polvere cristallina gialla, fusibile a 118°-119°, si colora in rosso col cloruro ferrico.

Analisi elementare.

I. gr. 0,2211 di sostanza dettero gr. 0,4823 di CO^2 e gr. 0,0966 di H^2O.

II. gr. 0,2101 » » (col metodo Kjeldahl) tanta NH^3 da saturare cc. 9,4 di H^2SO^4 N/10, corrispondente a mgr. 13,20 di azoto.

	Trovato		Calcolato per $C^{11}H^{11}NO^4$
	I	II	
C	59.47	—	59.68
H	4.82	—	5.02
N	—	6.28	6.34

Determinazione acidimetrica. Gr. 0,2310 di sostanza vennero neutralizzati da cc. 10,3 di idrato sodico N/10.

Equivalente di neutralizzazione: Trovato = 227.

» » Calcolato per $C^{11}H^{11}NO^4 = 221$.

III. *Isomero* (97°-98°).

Preparazione. Si ottiene facendo bollire in acqua l'acido giallo precedente. Si presenta bianco, fusibile a 97°-98°, non si colora col cloruro ferrico.

Analisi elementare.

I. gr. 0,2020 di sostanza dettero gr. 0,4402 di CO^2 e gr. 0,0854 di H^2O.

II. gr. 0,2213 » » (col metodo Kjeldahl) l'NH^3 necessaria a saturare cc. 9,6 di H^2SO^4 N/10, corrispondente a mgr. 13,47 di azoto.

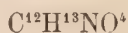
	Trovato		Calcolato per $C^{11}H^{11}NO^4$
	I	II	
C	59.40	—	59.68
H	4.65	—	5.02
N	—	6.08	6.34

Determinazione acidimetrica. Gr. 0,2310 di sostanza vennero neutralizzati da cc. 9,7 di idrato sodico N/10.

Equivalente di neutralizzazione: Trovato = 214.

» » Calcolato per $C^{11}H^{11}NO^4$ = 221.

Acidi p-metossifenilitaconammici.

$C^{12}H^{13}NO^4$

Anche con l'anisidina l'anidride itaconica fornì tre soli isomeri; i metodi di preparazione dei quali sono identici a quelli che servirono alla preparazione degli acidi precedenti.

I. *Isomero* (166°-167°).

Preparazione. Si ottiene da soluzioni benzoliche di p-anisidina e di anidride itaconica.

Proprietà. Cristalli aghiformi bianchi fondenti a 166°-167° in un liquido giallo. Solubile in alcool, acetone, etere acetico; insolubile in benzolo, cloroformio, etere, etere di petrolio, si scioglie con effervescenza nella soluzione di carbonato sodico, non si colora col cloruro ferrico.

Analisi elementare.

I. gr. 0,2351 di sostanza dettero gr. 0,5258 di CO^2 e gr. 0,1080 di H^2O.

II. gr. 0,2071 » » (col metodo Kjeldahl) tanta NH^3 da saturare cc. 8,4 di H^2SO^4 N/10, corrispondenti a mgr. 11,79 di azoto.

	Trovato		Calcolato per $C^{12}H^{13}NO^4$
	I	II	
C	60.99	—	61.23
H	5.14	—	5.58
N	—	5.69	5.97

Determinazione acidimetrica. Gr. 0,2254 di sostanza vennero saturati da cc. 9,5 di idrato sodico N/10.

Equivalente di neutralizzazione: Trovato = 234.

» » Calcolato per $C^{12}H^{13}NO^4$ = 235.

Sale di argento. Preparato come il precedente.

Analisi: Gr. 0,2120 di sale dettero gr. 0,0662 di argento metallico.

	Trovato	Calcolato per $C^{12}H^{12}NO^4Ag$
Ag	31.22	31.55

II. *Isomero* (144°-145°).

Preparazione. Si ottiene dall'immide corrispondente nel modo precedentemente indicato per l'omologo inferiore fus. 118°-119°.

Proprietà. Cristalli gialli fusibili a 144°-145°, solubili in alcool ed acido acetico, pochissimo solubili nell'etere, si colorano in rosso col cloruro ferrico, bolliti con acqua si trasformano nell'isomero bianco, fusibile a 135°-136°.

Analisi elementare.

I. gr. 0,2257 di sostanza dettero gr. 0,5041 di CO^2 e gr. 0,1046 di H^2O.

II. gr. 0,1950 » » (col metodo Kjeldahl) l'NH^3 necessaria per saturare cc. 10,9 di H^2SO^4 N/10, corrispondenti a mgr. 10,9 di azoto.

	Trovato		Calcolato per $C^{12}H^{13}NO^4$
	I	II	
C	60.89	—	61.23
H	5.15	—	5.58
N	—	5.60	5.97

Determinazione acidimetrica. Gr. 0,2324 di sostanza richiesero per la saturazione cc. 9,6 di idrato sodico N/10.

Equivalente di neutralizzazione: Trovato = 242.

» » Calcolato per $C^{12}H^{13}NO^4 = 235$.

Sale di argento. Gr. 0,1122 di sale fornirono gr. 0,0358 di argento metallico.

	Trovato	Calcolato per $C^{12}H^{12}NO^4Ag$
Ag	31.90	31.55

III. *Isomero* (135°-136°).

Preparazione. Si ottiene, come si è detto, facendo bollire nell'acqua l'acido giallo precedente. Cristalli bianchi, che fondono a 135°-136°, e non si colorano col cloruro ferrico.

Analisi elementare.

I. gr. 0,2391 di sostanza dettero gr. 0,5346 di CO^2 e gr. 0,1123 di H^2O.

II. gr. 0,2128 » » (col metodo Kjeldahl) l'NH^3 necessaria per saturare cc. 12,15 di H^2SO^4 N/14, corrispondenti a mgr. 12,15 di azoto.

	Trovato		Calcolato per $C^{12}H^{13}NO^4$
	I	II	
C	60.97	—	61.23
H	5.22	—	5.58
N	—	5.72	5.97

Determinazione acidimetrica. Gr. 0,2575 di sostanza vennero saturati da cc. 10,9 di idrato sodico N/10.

Equivalente di neutralizzazione: Trovato = 236.

» » Calcolato per $C^{12}H^{13}NO^{4} = 235$.

Sale di argento. Gr. 0,1369 di sale fornirono gr. 0,0443 di argento metallico.

	Trovato	Calcolato per $C^{12}H^{12}NO^{4}Ag$
Ag	31.40	31.55

Acidi p-etossifenilitaconammici.

$C^{13}H^{15}NO^{4}$

Colla fenetidina si ottengono egualmente tre isomeri.

I. *Isomero* (165°-166°).

Preparazione. Mescolando quantità equimolecolari di anidride itaconica e fenetidina sciolte separatamente in benzolo anidro si ottiene un prodotto bianco-gialliccio con sensibile sviluppo di calore, mentre il liquido si colora in giallo. Raccolto il prodotto e cristallizzato dall'alcool si presenta in belle scagliette madreperlacee fusibili a 165°-166° in un liquido giallo-bruno.

Proprietà. Ha reazione acida, si scioglie con effervescenza nella soluzione di carbonato sodico, non si colora col cloruro ferrico, è solubile in alcool, etere acetico, acetone a caldo; insolubile in benzolo, cloroformio, etere, etere di petrolio. Questo acido si può preparare anche direttamente senza solventi, versando a poco a poco la fenetidina sulla quantità calcolata di anidride itaconica e mescolandole intimamente.

Analisi elementare.

I. gr. 0,2235 di sostanza dettero gr. 0,5115 di CO^{2} e gr. 0,1194 di $H^{2}O$.

II. gr. 0,2238 » » (col metodo Kjeldahl) l'ammoniaca corrispondente a cc. 8,7 di $H^{2}SO^{4}$ N/10, cioè a mgr. 12,2 di azoto.

	Trovato		Calcolato per $C^{13}H^{15}NO^{4}$
	I	II	
C	62.37	—	62.60
H	5.95	—	6.07
N	—	5.45	5.63

Determinazione acidimetrica. Gr. 0,1938 di sostanza vennero neutralizzati da cc. 7,6 di idrato sodico N/10.

Equivalente di neutralizzazione: Trovato = 255.

» » Calcolato per $C^{13}H^{15}NO^{4} = 249$.

Sale di argento. Aggiungendo la quantità calcolata di nitrato di argento alla

soluzione del sale sodico dell'acido si ottiene un precipitato bianco, che raccolto e seccato nel vuoto si mostra abbastanza stabile.

Analisi. Gr. 0,1954 del sale di argento dettero gr. 0,0588 di argento metallico.

	Trovato	Calcolato per $C^{13}H^{14}NO^{4}Ag$
Ag	30.09	30.30

II. *Isomero* (148°-149°).

Preparazione. Si ottiene aggiungendo alla p-etossifenilitaconimmide, disciolta nella soluzione d'idrato sodico, acido cloridrico concentrato fino a che non si forma un precipitato giallo che si raccoglie, si lava e si secca nel vuoto.

Proprietà. Fonde a 148°-149°, si scioglie con effervescenza nel carbonato sodico, e dà una colorazione rossa col cloruro ferrico; bollito con acqua si trasforma nell'isomero bianco (III) fusibile a 134°-135°.

Analisi elementare.

I. gr. 0,2354 di sostanza dettero gr. 0,5386 di CO^2 e gr. 0,1190 di H^2O.

II. gr. 0,2103 » » (col metodo Kjeldahl) tanta NH^3 da saturare cc. 12,4 di H^2SO^4 N/14, corrispondente a mgr. 12,4 di azoto.

	Trovato		Calcolato per $C^{13}H^{15}NO^{4}$
	I	II	
C	62.36	—	62.60
H	5.62	—	6.07
N	—	5.91	5.63

Determinazione acidimetrica. Gr. 0,2049 di sostanza richiesero per la saturazione cc. 8,0 di idrato sodico N/10.

Equivalente di neutralizzazione: Trovato = 255.

» » Calcolato per $C^{13}H^{15}NO^{4}$ = 249.

Sale di argento. Venne preparato come innanzi.

Analisi. Gr. 0,1313 di sale fornirono gr. 0,0402 di argento metallico.

	Trovato	Calcolato per $C^{13}H^{14}NO^{4}Ag$
Ag	30.61	30.30

III. *Isomero* (134°-135°).

Preparazione. Si ottiene facendo bollire in acqua l'acido giallo precedente.

Proprietà. Cristalli bianchi, solubili in alcool ed acetone, poco solubile in etere, fusibile alla temperatura di 134°-135°.

Analisi elementare.

I. gr. 0,2185 di sostanza dettero gr. 0,5016 di CO^2 e gr. 0,1160 di H^2O.

II. gr. 0,1948 » » (col metodo Kjeldahl) l'NH^3 necessaria per saturare cc. 10,7 di H^2SO^4 N/14, corrispondente a mgr. 10,7 di azoto.

	Trovato		Calcolato per $C^{13}H^{15}NO^4$
	I	II	
C	62.60	—	62.60
H	5.90	—	6.07
N	—	5.49	5.63

Determinazione acidimetrica. Gr. 0,3451 di sostanza richiesero cc. 13,7 di NaOH N/10.

Equivalente di neutralizzazione: Trovato = 251.

» » Calcolato per $C^{13}H^{15}NO^4 = 249$.

Sale di argento. Venne preparato come sopra.

Analisi. Gr. 0,1132 di sale dettero gr. 0,0342 di argento metallico.

	Trovato	Calcolato per $C^{13}H^{14}NO^4Ag$
Ag	30.21	30.30

B. Immidi.

Si sono preparate scomponendo gli acidi ammici corrispondenti, in ambienti di CO^2, ad una temperatura di poco superiore a quella della fusione e sino a che cessava lo sviluppo di acqua, o scaldando, egualmente in corrente di CO^2, intorno a 130°, quantità equimolecolari di anidride itaconica e dell'amminofenolo insieme mescolati sino a fusione tranquilla. Nei due casi il prodotto, dopo il raffreddamento, veniva ripetutamente cristallizzato dall'alcool.

Immide p-ossifenilitaconica.

$C^{11}H^9NO^3$

Proprietà. Aghi gialli, fusibili a 104°-105° in un liquido giallo-bruno.

Analisi.

I. gr. 0,2203 di sostanza dettero gr. 0,5226 di CO^2 e gr. 0,0825 di H^2O.

II. gr. 0,2132 » » gr. 0,5071 di CO^2 e gr. 0,0899 »

III. gr. 0,2241 » » (col metodo Kjeldahl) tanta NH^3 da saturare cc. 10,3 di H^2SO^4 N/10, corrispondente a mgr. 14,4 di azoto.

IV. gr. 0,1394 di sostanza fornirono tanta NH^3 da saturare cc. 9,2 di H^2SO^4 N/14, corrispondente a mgr. 9,2 di azoto.

	Trovato				Calcolato per $C^{11}H^9NO^3$
	I	II	III	IV	
C	64.68	64.86	—	—	64.98
H	4.19	4.21	—	—	4.47
N	—	—	6.45	6.61	6.91

Immidi p-metossifenilitaconica.

$C^{12}H^{11}NO^3$

Proprietà. Cristallizza dall'alcool in piccoli aghi gialli fusibili a 101°-102° in un liquido giallo-bruno. È insolubile nel benzolo, cloroformio ed etere di petrolio, si scioglie nell'acetone, specialmente a caldo. Coll'idrato e coll'alcoolato sodico si colora intensamente in rosso violetto.

Analisi elementare.

I. gr. 0,2183 di sostanza dettero gr. 0,5282 di CO^2 e gr. 0,0934 di H^2O.

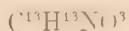
II. gr. 0,2341 » » gr. 0,5654 di CO^2 e gr. 0,1190 »

III. gr. 0,2399 » » (col metodo Kjeldahl) l'NH^3 necessaria per saturare cc. 10,5 d'H^2SO^4 N/10, corrispondenti a mgr. 14,7 di azoto.

IV. gr. 0,1942 di sostanza fornirono (col metodo Kjeldahl) tanta NH^3 necessaria per saturare cc. 11,7 di H^2SO^4 N/14, corrispondente a mgr. 11,7 di azoto.

	Trovato				Calcolato per $C^{12}H^{11}NO^3$
	I	II	III	IV	
C	65.96	65.81	—	—	66.31
H	4.76	5.64	—	—	5.11
N	—	—	6.14	6.04	6.46

Immide p-etossifenilitaconica.

$C^{13}H^{13}NO^3$

Proprietà. Aghi gialli fusibili a 99°-100° in un liquido giallo, solubile nell'alcool e nell'acetone a caldo, insolubile nel benzolo, cloroformio, ed etere di petrolio; si colora in rosso-violetto con l'idrato sodico o potassico.

Analisi elementare.

I. gr. 0,2302 di sostanza dettero gr. 0,5672 di CO^2 e gr. 0,1080 di H^2O.

II. gr. 0,2407 » » gr. 0,5953 di CO^2 e gr. 0,1279 »

III. gr. 0,2175 » » (col metodo Kjeldahl) tanta NH^3 da saturare cc. 9,5 di H^2SO^4 N/10, corrispondenti a mgr. 13,3 di azoto.

IV. gr. 0,2897 di sostanza dettero (col metodo Kjeldahl) l'NH^3 corrispondente a cc. 13,6 d'H^2SO^4 N/14, corrispondente a mgr. 13,6 di azoto.

	Trovato				Calcolato per $C^{13}H^{13}NO^3$
	I	II	III	IV	
C	67.15	67.82	—	—	67.48
H	5.25	5.90	—	—	5.67
N	—	—	6.13	6.48	6.07

C. Diammidi itaconiche.

Preparazione. Si sono ottenute mescolando quantità corrispondenti ad una molecola di anidride e a due di amminofenoli e riscaldando verso 200° in corrente di CO^2. Dopo il raffreddamento la massa fusa veniva cristallizzata dall'alcool.

p-ossifenilitacondiammide.

$C^{17}H^{16}N^2O^4$

Proprietà. Cristallizza dal benzolo in belle laminette bruno-chiare, fusibili a 132°-133°.

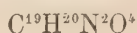
Analisi elementare.

I. gr. 0,2148 di sostanza dettero gr. 0,5134 di CO^2 e gr. 0,1007 di H^2O.

II. gr. 0,1793 » » (col metodo Kjeldahl) tanta NH^3 da saturare cc. 15,6 di H^2SO^4 N/14, corrispondente a mgr. 15,6 di azoto.

	Trovato		Calcolato per $C^{17}H^{16}N^2O^4$
	I	II	
C	65.17	—	65.38
H	5.21	—	5.12
N	—	8.97	8.70

p-metossifenilitacondiammide.

$C^{19}H^{20}N^2O^4$

Proprietà. Scaglie madreperlacee, insolubili nell'acqua, etere, cloroformio e benzolo, poco solubili nell'alcool e nell'acido acetico freddi. Fondono a 155°-156° e non sono attaccate da soluzioni anche concentrate di potassa bollenti.

Analisi elementare.

I. gr. 0,2144 di sostanza dettero gr. 0,5253 di CO^2 e gr. 0,1102 di H^2O.

II. gr. 0,1888 » » (col metodo Kjeldahl) tanta NH^3 da saturare cc. 15,5 di H^2SO^4 N/14, corrispondente a mgr. 15,5 di azoto.

	Trovato		Calcolato per $C^{19}H^{20}N^2O^4$
	I	II	
C	66.82	—	67.05
H	5.72	—	5.88
N	—	8.26	8.23

p-etossifenilitacondiammide.

$C^{21}H^{24}N^2O^4$

Cristallizzata dall'alcool si presenta sotto forma di sottili scaglie splendenti, madreperlacee, fusibili a 173°-174°. Coi solventi si comporta come la diammide precedente, non è attaccata dalla potassa bollente.

Analisi elementare.

I. gr. 0,2361 di sostanza dettero gr. 0,5878 di CO^2 e gr. 0,1426 di H^2O.

II. gr. 0,1952 » » (col metodo Kjeldahl) l'HN^3 necessaria a saturare cc. 14,8 di H^2SO^4 N/14, corrispondente a mgr. 14,8 di azoto.

	Trovato I	Trovato II	Calcolato per $C^{21}H^{24}N^2O^4$
C	68.12	—	68.47
H	6.71	—	6.52
N	—	7.47	7.60

5. Derivati pirocinconici.

(G. Abati)

A. Anidride pirocinconica e p-amminofenolo.

1. *In soluzione alcolica a caldo; p-ossifenilpirocinconimmide* $C^{12}H^{11}NO^3$.

Mescolando assieme soluzioni alcooliche di quantità equimolecolari delle due sostanze e riscaldando il liquido sino ad ebollizione, esso imbrunisce molto; perciò dopo raffreddamento vien sottoposto ad una corrente di anidride solforosa per circa un'ora e mezza. Dopo tal trattamento il liquido si scolora molto, ma è sempre d'un colore giallo carico. Filtrato e concentrato, lascia deporre, dopo alquanto riposo, una massa cristallina, che raccolta e lavata con un po' d'alcool è di un bel giallo canarino ed ha aspetto di sostanza pura.

Caratteri. I cristalli si possono ottenere di una certa grandezza, sino ad un centimetro, dalle soluzioni alcooliche lasciate evaporare lentamente. Fonde a 200°, ed è facilmente solubile in alcool, molto meno nel benzolo anche a caldo. Trattando con acqua la soluzione alcoolica dell'immide gialla si ottiene come finissimo precipitato cristallino l'immide di color bianco con punto di fusione pressochè eguale a quello dei cristalli gialli. Si ottiene pure l'immide bianca polverizzando in un mortaio i cristalli gialli. Tanto questa come quella ottenuta per precipitazione coll'acqua si sciolgono in soluzione al 10 % di carbonato sodico, mentre il liquido assume colorazione gialla che però, dopo un paio di minuti, scompare. L'immide gialla invece non si scioglie a freddo, ma solo a caldo nella soluzione di carbonato sodico, non dando luogo però a colorazione gialla; il liquido rimane incolore.

Analisi elementare.

I. gr. 0,2307 di sostanza (immide gialla) dettero gr. 0,1003 di H^2O.

II. gr. 0,2358 » » » » (secondo il metodo Kjeldahl) l'ammoniaca corrispondente a cc. 10,75 di H^2SO^4 N/10.

III. gr. 0,2145 di sostanza (immide bianca precipitata) dettero (secondo il metodo Kjeldahl) l'ammoniaca corrispondente a cc. 9,5 di H^2SO^4 N/10.

	Trovato			Calcolato per $C^{12}H^{11}O^3N$
	I	II	III	
H	4.87	—	—	5.12
N	—	6.40	6.22	6.47

2. *Reazione in soluzione acetonica.*

Per preparare l'acido ammico, non potendosi adottare per il p-amminofenolo il metodo di mescolare a freddo soluzioni benzoliche delle due sostanze, data la scarsa solubilità dell'amminofenolo nel benzolo, si è tentato il metodo dell'acetone. Gr. 2,2 di amminofenolo e gr. 2,5 d'anidride vennero polverizzati assieme in un mortaio, indi aggiunto tanto acetone quanto occorreva per portar tutto in soluzione. Risultando il liquido molto bruno, lo si è trattato in una beuta con corrente di anidride solforosa prima, quindi di acido solfidrico, e si è filtrato dallo zolfo precipitato. Dal liquido, che si mostrava colorato in giallo bruno, per aggiunta di acqua si separarono scagliette bianche lucenti, che vennero identificate come anidride pirocinconica per il loro punto di fusione (96°), e per la reazione acida e per non contenere azoto. La loro quantità sommava a gr. 1,1, quasi la metà dell'anidride usata. Dalle acque madri per concentrazione a b. m. si separarono già a caldo scagliette bianco-giallastre in quantità di circa gr. 1,2 che vennero identificate come immide, fondendo a 198°. Dal liquido filtrato lasciato a sè si separò a poco a poco una massa nerastra che mostrava la presenza di accesso di p-amminofenolo nel liquido. Da quando si è osservato risulta che invece di formarsi l'acido ammico, in una prima fase della reazione si è formato il pirocinconammato dell'amminofenolo, rimanendo inalterata metà dell'anidride presente, e ulteriormente il pirocinconammato si è scisso in immide ed in amminofenolo.

3. *Azione degli acidi sul pirocinconammato di potassio.*

Allo scopo di ottenere l'acido ammico si è tentato pure questo metodo, che nel caso di corrispondenti derivati delle anidridi omologhe dette sempre buon risultato. Gr. 0,7615 di immide bianca, precipitata con acqua da soluzione alcoolica, vennero sciolti in alcool e trattati con la quantità corrispondente di idrato di potassio in soluzione alcoolica per formare il pirocinconammato alcalino; questo venne poi trattato con soluzione N/10 di acido solforico corrispondente alla quantità di idrato alcalino usato. Dal liquido si separò ancora l'immide gialla, col punto di fusione 198°.

B. Anidride pirocinconica e p-anisidina.

1. *In soluzione alcoolica a caldo; p-metossifenilpirocinconimmide* $C^{13}H^{13}O^3N$.

Mescolando assieme soluzioni alcooliche di anidride e di p-anisidina in quantità corrispondenti ai loro pesi molecolari e riscaldando sino ad ebollizione, si ottenne un liquido di colore giallo-intenso. Filtrato a caldo, e aggiuntasi tanta acqua bollente sinchè cominciava a intorbidare, si lasciò a sè, e per lento raffreddamento si venne separando dal liquido una massa cristallina costituita da aghetti prismatici.

Caratteri. L'immide purificata ricristallizzandola sia dall'alcool come dall'acido acetico fonde a 139°, si presenta in lunghi prismetti di color giallo-paglierino, che fondono in un liquido giallo, e si risolidificano pure in giallo. Lasciando svaporare a temperatura ordinaria soluzioni alcooliche, benzoliche o acetiche, l'immide si separa in prismetti gialli, dall'etere e dall'acetone invece in aghetti bianchi. Si ottiene pure bianca precipitandola a temperatura ordinaria con acqua dalle soluzioni acetiche, L'immide bianca precipitata ha lo stesso punto di fusione dei cristalli gialli; rimane bianca sino alla temperatura di fusione, ma fonde in liquido giallo e risolidifica in giallo.

Analisi elementare.

I. gr. 0,2360 di sostanza diedero gr. 0,1209 di H^2O.
II. gr. 0,2203 » » gr. 0,1090 »
III. gr. 0,2249 » » cc. 12,4 di azoto a 15° e 751^{mm}.
IV. gr. 0,2387 » » cc. 13,35 » a 16° e 746^{mm}.
V. gr. 0,2125 » » (col metodo Kjeldahl) l'ammoniaca corrispondente a cc. 8,7 di H^2SO^4 N/10.

VI. gr. 0,2317 di immide bianca diedero (col metodo Kjeldahl) l'ammoniaca corrispondente a cc. 9,5 di H^2SO^4 N/10.

	Trovato						Calcolato per $C^{13}H^{13}O^3N$
	I	II	III	IV	V	VI	
H	5.73	5.54	—	—	—	—	5.68
N	—	—	6.46	6.48	5.75	5.76	6.07

Determinazione del peso molecolare in soluzione acetica.

Immide gialla:

	Concentr.	Abbass. term.	Coeff. di abbass.	Peso mol. trovato	Abbass. mol. per peso mol.=231
I.	0.615	0°.095	0.1536	254	35.5
II.	1.429	0°.215	0.1504	259	34.8
III.	2.457	0°.385	0.1567	249	36.2

Immide bianca:

	Concentr.	Abbass. term.	Coeff. di abbass.	Peso mol. trovato	Abbass. mol. per peso mol.=231
I.	1.032	0°.17	0.1647	237	38.1
II.	2.014	0°.31	0.1539	253	35.6

2. *Reazione in soluzione acetonica a temperatura ordinaria.*

Mescolando intimamente in un mortaio quantità corrispondenti ai pesi molecolari dell'anidride e di p-anisidina, e aggiungendovi acetone continuando ad agitare, si osserva dapprima formazione di croste che, per aggiunta di un altro poco d'acetone e un po' d'acqua, si sciolgono completamente. Dopo breve tempo però si separa in seno al liquido, di color giallastro, una sostanza in aghetti giallo-chiari, che raccolti, mostrano i caratteri dell'immide, tra gli altri lo stesso punto di fusione.

3. *Reazione in soluzione benzolica: p-metossifenilpirocinconammato di p-anisidina* $C^{20}H^{24}N^{2}O^{5}$.

Mescolando assieme a temperatura ordinaria soluzioni benzoliche contenenti quantità corrispondenti ai pesi molecolari dell'anidride e di p-anisidina si ha in breve un abbondante precipitato che raccolto alla pompa e lavato con un po' di benzolo si presenta costituita da minutissimi aghetti bianchi.

Caratteri. La sostanza ingiallisce intorno a 85° e fonde da 90° a 91° in giallo; per raffreddamento si solidifica in bianco gialliccio. Umettata con acqua sopra cartina di tornasole azzurra l'arrossa.

Determinazione acidimetrica. Gr. 0,4805 di sostanza sospesi in miscuglio di acqua e alcool vennero neutralizzati con idrato sodico N/10 continuando ad agitare e usando come indicatore il tornasole.

Trovato	Calcolato per	
	acido ammico	pirocinconammato
Na OH N/10 cc. 13.0	cc. 19.3	cc. 12.9

Aggiungendo al liquido neutro la quantità di acido solforico N/10 corrispondente all'idrato sodico usato si separa tosto, come pure in seguito dal liquido filtrato, una sostanza bianca in aghetti, insolubile in soluzione di carbonato sodico e con lo stesso punto di fusione dell'immide (139°).

Determinazione di azoto.

I. gr. 0,2540 di sostanza (I preparato) diedero (col metodo Kjeldahl) l'ammoniaca corrispondente a cc. 13,4 di $H^{2}SO^{4}$ N/10.

II. gr. 0,2071 di sostanza (I preparato) diedero (c. s.) l'ammoniaca corrispondente a cc. 10,9 di $H^{2}SO^{4}$ N/10.

III. gr. 0,2917 di sostanza (II preparato) diedero (c. s.) l'ammoniaca corrispondente a cc. 11,5 di $H^{2}SO^{4}$ N/10.

	Trovato			Calcolato per	
	I	II	III	pirocinconammato	acido ammico
N	7.41	7.39	7.28	7.54	5.63

Determinazione crioscopica in soluzione di bromuro d'etilene (Costante usata 117,9).

Concentr.	Abbass. term.	Coeff. d'abbass.	Peso mol. trov.	Peso molec. calcolato per il	
				pirocinconamm.	pirocinconamm. $\times \frac{1}{3}$
0.9633	0°.815	0.8460	139.4	372	124

Si è tentato di operare in una concentrazione maggiore, ma una parte della sostanza si separò prima del congelamento. La determinazione mostra come il pirocinconammato in soluzione si scinda nelle tre molecole che lo costituiscono.

C. Anidride pirocinconica e p-fenetidina.

1. *In soluzione alcoolica a caldo: p-etossifenilpirocinconimmide* $C^{14}H^{15}NO^{3}$.

Riscaldando sino all'ebollizione il miscuglio di soluzioni alcooliche dell'anidride e della fenetidina a molecole eguali si ottiene per raffreddamento una massa bruna. Purificata questa per ripetute cristallizzazioni dall'alcool, previo trattamento con carbone animale, si presenta costituita da aghi lucenti di un bel colore giallo.

Caratteri. L'immide cristallizza dall'alcool, dal benzolo e dall'acido acetico in aghi gialli, finissimi; dalle soluzioni diluite, per lenta evaporazione alla temperatura ordinaria, si separano aghi lunghi più centimetri, talvolta saldati insieme in fasci, e non si sono mai potuto ottenere cristalli adatti a misure cristallografiche. Fonde a 117°. Mescolando rapidamente dell'acqua alle soluzioni acetiche, l'immide precipita nella forma bianca, che fonde tra 116° e 117°, rimanendo bianca sino a tale temperatura.

Analisi.

Gr. 0,2397 di sostanza dettero (col metodo Kjeldahl) l'ammoniaca corrispondente a cc. 9,9 di $H^{2}SO^{4}$ N/10.

	Trovato	Calcolato per $C^{14}H^{15}O^{3}N$
N	5.80	5.73

Determinazione del peso molecolare in soluzione acetica.

	Concentr.	Abbass. term.	Coeff. d'abbass.	Peso mol. trov.	Abbassam. molec. per: 245.19
I	1.215	0°.21	0.1729	225.6	42.4
II	1.898	0°.32	0.1686	231.3	41.3

2. *Reazione in soluzione benzolica a temperatura ordinaria: p-etossifenilpirocinconammato di p-fenetidina.*

Operando nello stesso modo che nel caso della p-anisidina, si ottiene un precipitato bianco costituito da minutissimi aghetti. Riscaldati essi ingialliscono sopra 80°, fondendo a 94° in giallo, e per raffreddamento il liquido si solidifica nuovamente in giallo. Umettati su cartine azzurre di tornasole le arrossano.

Analisi.

I. gr. 0,2274 di sostanza dettero (col metodo Kjeldahl) l'ammoniaca corrispondente a cc. 11,1 di $H^{2}SO^{4}$ N/10.

II. gr. 0,2224 di sostanza dettero cc. 13,5 di azoto a 26° e 746^{mm}.

	Trovato		Calcolato per	
	I	II	pirocinconammato	acido ammico
N	6.85	6.80	7.01	5.34

Determinazione crioscopica in soluzione di nitrobenzolo (Costante usata: 70,7).

	Concentr.	Abbass. term.	Coeff. d'abbass.	Peso molec. trov.	Peso molec. calcolato per	
					pirocinconamm.	pirocincon. × 1/3
I	1.305	0°.66	0.5057	139.8	400.36	133.45
II	2.040	1°.03	0.5049	140.1		

Anche qui, come nel caso dell'anisidina, la determinazione crioscopica mostra che il pirocinconammato in soluzione è scisso nelle tre molecole che concorrono a formarlo.

Lasciata a sè la soluzione nitrobenzolica in capsula a temperatura ordinaria, dopo qualche mese, svaporato completamente il solvente, alle pareti si trovarono deposti degli aghetti gialli caratteristici dell'immide, collo stesso punto di fusione, accanto a sostanza molto bruna, dovuta alla fenetidina.

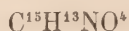
6. **Derivati ftalici, citraconici, itaconici e maleinici dell'o-anisidina.**

(C. Allegri)

A. Acidi ammici.

Preparazione. Vennero preparati mescolando quantità equimolecolari dell'anidride corrispondente e di o-anisidina sciolte separatamente in acetone o benzolo anidri.

Acido o-metossifenilftalammico.

$C^{15}H^{13}NO^{4}$

Proprietà. Cristalli bianchi fusibili a 168°-169°, solubili nell'alcool e nell'acetone, insolubili nel benzolo. La soluzione idro-alcoolica con qualche goccia di cloruro ferrico dà una colorazione gialla che dopo un certo tempo diviene rosso-violetta.

Determinazione dell'azoto. Gr. 0,2702 di sostanza dettero (col metodo Kjeldahl) l'ammoniaca necessaria a saturare cc. 9,9 di acido solforico N/10, corrispondente a mgr. 13,9 di azoto.

	Trovato	Calcolato per $C^{15}H^{13}NO^{4}$
N	5.10	5.17

Determinazione acidimetrica. Gr. 0,3856 di sostanza sospesa nell'acqua richiesero per la neutralizzazione cc. 16,9 di idrato sodico N/10.

	Trovato	Calcolato per gr. 0,3856 di $C^{15}H^{13}NO^{4}$
NaOH cc.	16.9	14.2

Acido o-metossifenilcitraconammico.

$C^{12}H^{13}NO^{4}$

Proprietà. Piccolissimi cristalli di color giallo-canarino o minuti aghi serici dello stesso colore, fusibili a 116°-117°, solubili facilmente in acetone ed in alcool, insolubili in etere, poco solubili in benzolo. La soluzione idro-alcoolica con cloruro ferrico assume, dopo circa mezz'ora, una colorazione rosso-violetta intensa.

Determinazione dell'azoto.

I. gr. 0,2184 di sostanza dettero (col metodo Kjeldahl) l'NH^{3} necessaria a neutralizzare cc. 9,25 di ac. solforico N/10, corrispondente a mg. 13 di azoto.

II. gr. 0,3042 di sostanza fornirono (col metodo Kjeldahl) tanta NH^{3} da neutralizzare cc. 12,8 di ac. solforico N/10 corrispondente a mgr. 18 di azoto.

	Trovato		Calcolato per $C^{12}H^{13}NO^{4}$
	I	II	
N	5.94	5.91	5.97

Determinazione acidimetrica. Gr. 0,2762 di sostanza in soluzione idro-alcoolica richiesero cc. 11,5 di idrato sodico N/10 per la neutralizzazione.

	Trovato	Calcolato per gr. 0.2762 di $C^{12}H^{13}NO^{4}$
NaOH cc.	11.5	11.7

Acido o-metossifenilitaconammico.

$C^{12}H^{13}NO^{4}$

Proprietà. Piccoli aghi bianchi fusibili a 128°-129°, solubili in alcool, etere, acetone, benzolo. Con cloruro ferrico danno una colorazione violetta pallida.

Determinazione dell'azoto. Gr. 0,2770 di sostanza dettero (col metodo Kjeldahl) tanta NH^{3} da saturare cc. 11,7 di ac. solforico N/10, corrispondente a mgr. 16,42 di azoto.

	Trovato	Calcolato per $C^{12}H^{13}NO^{4}$
N	5.93	5.97

Determinazione acidimetrica. Gr. 0,4708 di sostanza richiesero per la neutralizzazione cc. 20,2 di idrato sodico N/10.

	Trovato	Calcolato per $C^{12}H^{13}NO^{4}$
NaOH cc.	20.2	20.1

Acido o-metossifenilmaleinammico.

$C^{11}H^{11}NO^4$

Proprietà. Polvere amorfa di color giallo-cetrino, fusibile a 144°-145°, solubile in alcool ed acetone, insolubile in benzolo. Con cloruro ferrico assume, dopo circa un giorno, colorazione rosso-vinosa.

Determinazione di azoto. Gr. 0,2703 di sostanza dettero (col metodo Kjeldahl) l'NH^3 necessaria a saturare cc. 12,2 di acido solforico N/10, corrispondente a mgr. 17,13 di azoto.

	Trovato	Calcolato per $C^{11}H^{11}NO^4$
N	6.33	6.34

Determinazione acidimetrica. Gr. 0,3654 di sostanza richiesero per la neutralizzione cc. 16,5 di Na OH N/10.

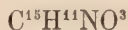
	Trovato	Calcolato per $C^{11}H^{11}NO^4$
NaOH cc.	16.5	16.52

B. Immidi.

Preparazione. Vennero preparate mescolando quantità equimolecolari di o-anisidina e dell'anidride corrispondente, e scaldando il miscuglio alla temperatura di 120°-130° in corrente di anidride carbonica fino a fusione tranquilla. Il prodotto così ottenuto veniva cristallizzato dall'alcool.

Non si potè ottenere l'immide o-metossifenilmaleinammica.

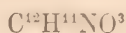
Immide o-metossifenilftalica.

$C^{15}H^{11}NO^3$

Proprietà. Cristallizza in prismi bianchi fusibili a 155°-156° molto solubili in acetone e benzolo, meno solubili in alcool, insolubili in etere.

Determinazione di azoto. Gr. 15,62 di sostanza dettero (col metodo Kjeldahl) l'NH^3 necessaria a saturare cc. 6 di acido solforico N/10, corrispondente a mgr. 8,42 di azoto.

	Trovato	Calcolato per $C^{15}H^{11}NO^3$
N	5.39	5.54

Immide o-metossifenilcitraconica.

$C^{12}H^{11}NO^3$

Proprietà. Cristallizzata dall'alcool si presenta sotto forma di polvere giallo-chiara, fusibile a 98°-99° e solubile in alcool, etere, acetone. Con la potassa alcoolica dà colorazione violetta.

Determinazione di azoto. Gr. 0,290 di sostanza dettero (col metodo Kjeldahl) l'NH^3 necessaria a saturare cc. 13 di acido solforico N/10, corrispondente a mgr. 18,25 di azoto.

	Trovato	Calcolato per $C^{12}H^{11}NO^3$
N	6.25	6.46

Immide o-metossifenilitaconica.

$C^{12}H^{11}NO^3$

Proprietà. Polvere bianca fusibile a 112°-113°, solubile in alcool, acetone, benzolo.

Determinazione di azoto. Gr. 0.1832 di sostanza fornirono (col metodo Kjeldahl) una quantità di NH^3 corrispondente a cc. 8,3 di H^2SO^4 N/10, cioè a mgr. 11,65 di azoto.

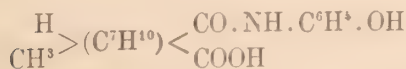
	Trovato	Calcolato per $C^{12}H^{11}NO^3$
N	6.36	6.46

7. Derivati canforici.

(G. Leone e C. D'Emilio)

A. Acidi canforammici.

Acido p-ossifenilcanforammico α cis.

$$\frac{H}{CH^3}>(C^7H^{10})<\frac{CO.NH.C^6H^4.OH}{COOH}$$

Preparazione. Quantità equimolecolari di anidride canforica e di p-amminofenolo sciolte in acetone, vengono mescolate assieme e scaldate per circa mezz'ora a ricadere. Col raffreddamento si ebbe un precipitato cristallino bruno che fu cristallizzato dall'alcool.

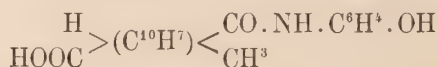
Proprietà. Imbrunisce a 155° e fonde a 165° in un liquido scuro, presenta reazione acida ed è facilmente solubile in acetone ed alcool, poco solubile in etere acetico, pochissimo solubile in acqua, etere, benzolo; non dà reazione coll'isocianato di fenile.

Determinazione acidimetrica. Gr. 0,4062 di sostanza richiesero per la saturazione cc. 14 di idrato sodico N/10.

Potere rotatorio specifico. La soluzione alcoolica (alcool a 95°) alla concentrazione mezzo-molecolare in uno strato di soluzione di 2 decimetri a 16° di temperatura presenta la deviazione:

$$\alpha = + 1.35^0$$
$$[\alpha]_D^{16} = + 46.36^0$$

Acido p-ossifenilcanforammico α trans.

$$\begin{matrix} H \\ HOOC \end{matrix} > (C^{10}H^7) < \begin{matrix} CO.NH.C^6H^4.OH \\ CH^3 \end{matrix}$$

Preparazione. La soluzione acquosa del sale potassico dell'acido α cis precedentemente descritto scaldato a 120° in autoclave per la durata di 10 ore venne, dopo raffreddamento, trattata con la quantità calcolata di acido cloridrico. La sostanza, separatasi sotto forma di polvere leggermente colorata in roseo, venne raccolta alla pompa, lavata e cristallizzata dall'alcool.

Proprietà. Presenta reazione acida, fonde a 226°, è solubile in acetone e in alcool anche diluito; meno solubile in etere e in benzolo. Non reagisce con l'isocianato di fenile.

Determinazione acidimetrica. Gr. 0,2685 di sostanza richiesero cc. 9 di soluzione di idrato sodico N/10 per la saturazione.

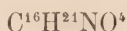
Equivalente di neutralizzazione. Trovato 292,75.

» » Calcolato per $C^{16}H^{21}NO^4 = 291,18$.

Potere rotatorio specifico. Uno strato di due decimetri di soluzione alcoolica mezzo-molecolare dell'acido, presenta a 16° la deviazione:

$$\alpha = + 0.30^0$$
$$[\alpha]_D^{16} = + 13.48^0$$

Acido p-ossifenilcanforammico α?

$$C^{16}H^{21}NO^4$$

Preparazione. Quantità equimolecolari di anidride canforica e p-amminofenolo, sciolte separatamente in acetone, vengono mescolate assieme alla temperatura ordinaria ed il miscuglio, lasciato in riposo, depone cristalli che si purificano con cristallizzazione a freddo dall'alcool.

Proprietà. Cristalli talvolta colorati leggermente in roseo che non fondono a 205°, ma che imbruniscono e si scompongono completamente a 220°. Facilmente solubili in etere, benzolo, acetone ed alcool diluito. Scaldando la sua soluzione alcoolica si trasforma nell'isomero α cis fusibile a 165°. Non reagisce con l'isocianato di fenile.

Analisi elementare.

I. gr. 0,2068 di sostanza dettero gr. 0,1298 di CO^2 e gr. 0,0131 di H^2O.

II. gr. 0,1988 di sostanza dettero (col metodo Kjeldahl) l'NH^3 necessaria a saturare cc. 6,7 di H^2SO^4 N/10, corrispondente a mgr. 9,38 di azoto.

	Trovato		Calcolato per $C^{16}H^{21}NO^4$
	I	II	
C	65.76	—	65.97
H	6.34	—	7.21
N	—	4.71	4.81

Determinazione acidimetrica. Gr. 0,3458 di sostanza richiesero per la neutralizzazione cc. 11,8 di soluzione N/10 di idrato sodico.

Equivalente di neutralizzazione: Trovato 293,02.

» » Calcolato per $C^{16}H^{21}NO^4 = 291,18$.

Potere rotatorio specifico. Uno strato di due decimetri di soluzione alcoolica (alcool a 95°) mezzo molecolare, alla temperatura di 16°, presenta la deviazione:

$$\alpha = + \ 3.4^0$$
$$[\alpha]_D^{16} = + 52.4^0.$$

Acido p-ossifenilcanforammico.

$C^{16}H^{21}NO^4$

Preparazione. Scaldando in un tubo chiuso per 5 ore alla temperatura di 210° quantità equimolecolari di anidride canforica e p-amminofenolo si ottiene una massa nera fusa che, estratta con etere acetico saturo di anidride solforosa, viene cristallizzata dall'alcool.

Proprietà. Cristalli bianchi fusibili in tubetto chiuso a 185°, solubili in acqua, alcool, etere acetico, benzolo, acetone; non danno reazione coll'isocianato di fenile.

Determinazione acidimetrica. Gr. 0,2096 di sostanza richiesero per la saturazione cc. 7 di idrato sodico N/10.

Equivalente di neutralizzazione: Trovato 299,43.

» » Calcolato per $C^{16}H^{21}NO^4 = 291,18$.

Potere rotatorio specifico. Uno strato di due decimetri di soluzione mezzo molecolare dell'acido presentò alla temperatura di 16° la deviazione:

$$\alpha = + \ 0.36^0$$
$$[\alpha]_D^{16} = + 12.4^0.$$

Acido p-metossifenilcanforammico.

$C^{17}H^{23}NO^4$

Preparazione. Mescolando quantità equimolecolari di anidride canforica e di p-anisidina, sciolte separatamente in benzolo, si ottiene una massa bianca che si cristallizza dall'alcool.

Proprietà. Grossi cristalli prismatici incolori fondenti a 198°. È solubile nell'alcool, etere e benzolo.

Analisi elementare.

I. gr. 0,2483 di sostanza dettero gr. 0,5962 di CO^2 e gr. 0,1647 di H^2O.

II. gr. 0,0882 » » (col motodo Kjeldahl) l'NH^3 necessaria a saturare cc. 2,8 di H^2SO^4 N/10, corrispondente a mgr. 4,00 di azoto.

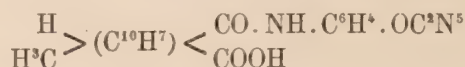
	Trovato		Calcolato per $C^{17}H^{23}NO^4$
	I	II	
C	66.69	—	66.88
H	7.50	—	7.54
N	—	4.53	4.59

Determinazione acidimetrica. Gr. 0,1966 di sostanza richiesero per la neutralizzazione cc. 6,4 di idrato sodico N/10.

Equivalente di neutralizzazione: Trovato 307,18.

» » Calcolato per $C^{17}H^{23}NO^4 = 305,27$.

Acido p-etossifenilcanforammico α cis.

$$\begin{matrix} H \\ H^3C \end{matrix} > (C^{10}H^7) < \begin{matrix} CO.NH.C^6H^4.OC^2N^5 \\ COOH \end{matrix}$$

Preparazione. Scaldando per 2 ore a bagno di sabbia quantità equimolecolari di anidride canforica e p-fenetidina, sciolte in toluolo, si ottiene una sostanza cristallina, che, dopo raccolta, viene cristallizzata dall'alcool. Un acido identico si ottiene scaldando i reagenti per 8 ore in autoclave senza solventi.

Proprietà. Cristalli bianchi, solubili in alcool, etere, benzolo, etere acetico, fusibili a 199°.

Determinazione acidimetrica. Gr. 0,3164 di sostanza richiesero per la saturazione cc. 9,9 di idrato sodico N/10.

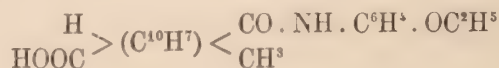
Equivalente di neutralizzazione. Trovato 310,59.

» » Calcolato per $C^{18}H^{25}NO^4 = 319,29$.

Potere rotatorio specifico. Uno strato di 2 decimetri di soluzione alcoolica (alcool a 95°) molecolare presentò alla temperatura di 25° la deviazione:

$$\alpha = + \ 3.17^0$$
$$[\alpha]_D^{25} = + 51.4^0.$$

Acido p-etossifenilcanforammico α trans.

$$\begin{matrix} H \\ HOOC \end{matrix} > (C^{10}H^7) < \begin{matrix} CO.NH.C^6H^4.OC^2H^5 \\ CH^3 \end{matrix}$$

Preparazione. La soluzione acquosa del sale potassico dell'acido α cis scaldata a 120° per circa 10 ore in autoclave, viene trattata, dopo il raffreddamento, con acido cloridrico, e il prodotto ottenuto si scioglie in alcool, da cui per lenta evaporazione rimane come una massa amorfa.

Proprietà. Solubile nell'alcool, acetone, etere acetico e benzolo, fonde a 184°.

Determinazione acidimetrica. Gr. 0,3090 di sostanza vennero neutralizzati da cc. 9,4 di idrato sodico N/10.

Equivalente di neutralizzazione. Trovato 328,70.

» » Calcolato per $C^{18}H^{25}NO^{4} = 319,29$.

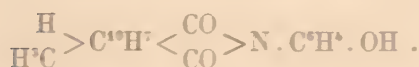
Potere rotatorio specifico. Uno strato di 2 decimetri di soluzione alcoolica (alcool a 95°) uno molecolare alla temperatura di 25° presenta la deviazione:

$$\alpha = + 0.18^\circ$$
$$[\alpha]_D^{25} = + 2.81^\circ .$$

B. Immidi.

Simmetriche.

Immide p-ossifenilcanforica.

$$\begin{matrix} H \\ H^3C \end{matrix} > C^{10}H^{7} < \begin{matrix} CO \\ CO \end{matrix} > N . C^6H^4 . OH .$$

Preparazione Quantità quasi semimolecolari (a base alquanto in eccesso) di cloruro di canforile e di p-amminofenolo si sciolgono separatamente nell'acetone anidro e le soluzioni si riuniscono raffreddando dapprima il miscuglio, indi mantenendolo a ricadere per mezz'ora. Avvenuto il raffreddamento si separa una sostanza, che raccolta alla pompa, viene riconosciuta per cloridrato di p-amminofenolo. Il liquido concentrato per distillazione fornisce un liquido vischioso commisto a cristalli, che, raccolti alla pompa, si stendono sopra un piatto poroso e si mantengono per parecchi giorni in atmosfera di vapori di benzolo. La massa secca, liberata dal benzolo per evaporazione, si scioglie nell'alcool freddo e si lascia cristallizzare per evaporazione spontanea del solvente.

Proprietà. Cristallini incolori fusibili a 218°, solubili in acetone, etere acetico, benzolo; poco solubili in alcool.

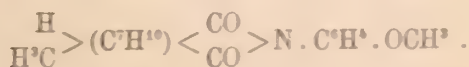
Determinazione di azoto. Gr. 0,2120 di sostanza dettero (col metodo Kjeldahl) tanta NH^3 da saturare cc. 8,5 di H^2SO^4 corrispondente a mgr. 11,93 di azoto.

	Trovato	Calcolato per $C^{16}H^{19}NO^{3}$
N	5.6	5.13

Potere rotatorio specifico. Uno strato di 2 decimetri di soluzione alcoolica (alcool a 95°) alla concentrazione mezzo-molecolare presentò alla temperatura di 25° la deviazione:

$$\alpha = + 0.15^\circ$$
$$[\alpha]_D^{25} = + 5.49^\circ .$$

Immide p-metossifenilcanforica.

$$\begin{matrix} H \\ H^3C \end{matrix} > (C^7H^{10}) < \begin{matrix} CO \\ CO \end{matrix} > N . C^6H^4 . OCH^3 .$$

Proprietà. Scaldando verso 200° quantità equimolecolari di anidride canforica e p-anisidina per parecchio tempo e lasciando raffreddare il miscuglio, si ottiene una sostanza molto colorata che, sciolta nell'alcool e scolorata con carbone animale, cristallizza.

Proprietà. Cristalli bianchi, fusibili a 110°, solubili nell'alcool e nell'etere.

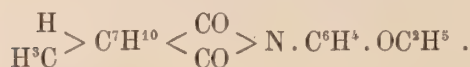
Analisi elementare.

I. gr. 0,2208 di sostanza dettero gr. 0,5664 di CO^2 e gr. 0,1512 di H^2O.

II. gr. 0,128 » » (col metodo Kjeldahl) l'NH^3 necessaria a saturare cc. 4,4 di H^2SO^4 N/10 corrispondente a mgr. 6,30 di azoto.

	Trovato		Calcolato per $C^{17}H^{21}NO^3$
	I	II	
C	70.90	—	71.08
H	7.26	—	7.31
N	—	4.92	4.87

Immide p-etossifenilcanforica.

$$\begin{matrix} H \\ H^3C \end{matrix} > C^7H^{10} < \begin{matrix} CO \\ CO \end{matrix} > N . C^6H^4 . OC^2H^5 \, .$$

Preparazione. Venne preparata come la p-ossifenilcanforimmide, adoperando però soluzioni benzoliche invece di quelle acetoniche, e cristallizzando dall'alcool. Una seconda preparazione venne fatta per fusione come la p-metossifenilcanforimmide.

Proprietà. Aghi bianchi fusibili a 114°.

Determinazione di azoto. Gr. 0,4422 di sostanza dettero (col metodo Kjeldahl) tanta ammoniaca da saturare cc. 14,5 di H^2SO^4 N/10, corrispondente a mgr. 20,33 di azoto.

	Trovato	Calcolato per $C^{18}H^{23}NO^3$
N	4.60	4.64

Potere rotatorio specifico. Uno strato di 2 decimetri di soluzione alcoolica (alcool a 95°) della sostanza alla concentrazione mezzo-molecolare presentò alla temperatura di 25° la deviazione:

$$\alpha = -\ 0.40^\circ$$
$$[\alpha]_D^{25} = -13.28^\circ .$$

8. Derivati canforici della p-toluidina.

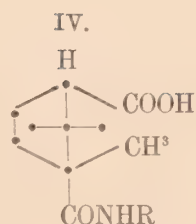
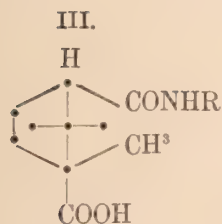
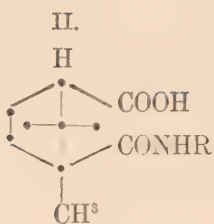
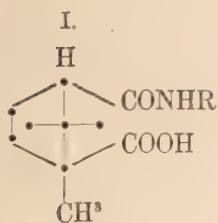
(G. Abati e F. De Notaris)

L'acido canforico ordinario o d-canforico malenoide, per sostituzione in uno dei due carbossili del radicale dell'ammoniaca o di un'ammina primaria, può dar origine a due serie di acidi ammici isomeri, gli α-derivati (I) se vien sostituito il carbossile vicino all'idrogeno, e i β-derivati (II) se la sostituzione ha luogo nel carbossile prossimo al metile.

I. H, CONHR, COOH, CH^3

II. H, COOH, CONHR, CH^3

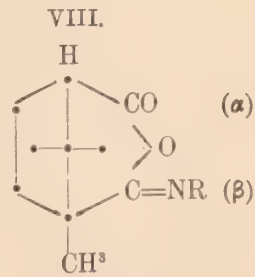
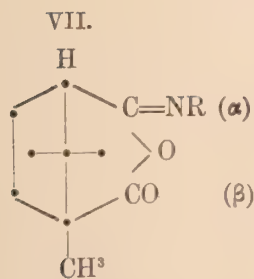
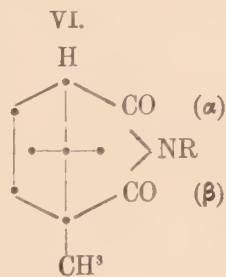
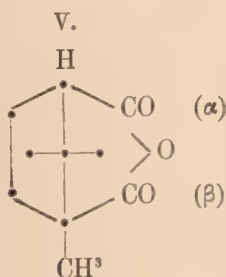
III. H, CONHR, CH^3, COOH

IV. H, COOH, CH^3, CONHR

Parimenti l' acido fumaroide corrispondente ed acido isocanforico può dare origine a due serie corrispondenti di α (III) e di β (IV) derivati. Negli α-derivati la prossimità al carbossile del metile determina, dato il carattere positivo di questo gruppo, una depressione dell'elettroaffinità dell'acido, come fu osservato da van der Meulen [1]) mediante misure comparative di conducibilità elettrica su due derivati ammidati rispondenti alle formole I e II. La stessa influenza del metile si esercita sul carbonile β dell'anidride canforica (V) e delle immidi simmetriche (VI).

V. H, CO (α), >O, CO (β), CH^3

VI. H, CO (α), >NR, CO (β), CH^3

VII. H, C=NR (α), >O, CO (β), CH^3

VIII. H, CO (α), >O, C=NR (β), CH^3

Così, riguardo all'anidride, la tendenza a combinarsi con radicali basici essendo maggiore pel carbonile α, nel caso di reazione colle ammine si formano gli α-acidi della formola I; parimenti nell'immide (VI) per azione di idrati alcalini reagisce il carbonile α e si formano, allo stato di sale alcalino, gli acidi β. Assai caratteristico

[1]) Zur Kenntniss einiger Derivate der Camper und Hemipinsäure. Dissertation. L'Aja 1896.

è il comportamento chimico delle immidi asimmetriche α (VII) e β (VIII), che si ottengono per azione del cloruro di acetile o dell'ossicloruro di fosforo [1]) sugli acidi ammici I e II corrispondenti. Mentre le immidi simmetriche sono sostanze molto stabili e di carattere neutro o indifferente, le asimmetriche o isoimmidi sono generalmente poco stabili (tanto che quelle derivanti dall'ammoniaca non si possono ottenere allo stato libero) ed hanno un carattere basico, formando facilmente cloridrati per azione dell'acido cloridrico gassoso sulla loro soluzione eterea. Per il loro carattere poco stabile invece passano facilmente nei corrispondenti acidi ammici se si trattano con acido cloridrico acquoso, anche diluito.

In queste due serie di isoimmidi la menzionata influenza del metile dovrebbe esaltare la basicità della serie β rispetto a quella dell'α, ma sinora non vi sono in proposito osservazioni nè d'indole quantitativa, nè qualitativa; noi abbiamo voluto preparare colla p-toluidina i quattro acidi ammici e le tre immidi rispondenti alle formole sopra citate, per approfondire lo studio dei caratteri chimici e fisici di questi isomeri in relazione alla loro costituzione, non trovandosi nella letteratura che scarsi dati in proposito e non essendo stato sinora preparato alcun acido ammidato della formola IV. Ma più che da questo lato di carattere puramente speculativo, tale studio a noi interessava come fonte di criterî di anologia per decidere sulla simmetria o asimmetria di struttura di certi acidi bicarbossilici e delle loro anidridi.

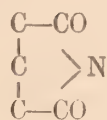
I caratteri fisici dei composti da noi preparati sono riassunti nella seguente tabella:

Derivati p-tolilcanforammici	Punto di fusione	$[\alpha]_D$ in soluzione alcoolica (t da 15° a 20°)	d^{20}_{4}	Mα (trovato)	Mα calcolato per C, H, O	2Nα (trovato)	Rγ—Rα
Acido α cis	201°-209°	+ 49.5°	1.1704	138.2	131.7	6.5	0.0245
» α trans. . . .	intorno 183°	— 3.55°	1.1872	—	—	—	—
» β cis	190°-196°	— 64.0°	1.2637	—	—	—	—
» β trans. . . .	intorno 189°	— 13.7°	—	—	—	—	—
Immide simmetrica	189°-190°	— 24.5°	1.2925	{ 124.7 124.0	126.3	?	} 0.0185 0.0180
Isoimmide α.	131°	+ 16.7°	1.2103	132.0	125.7	6.3	0.0208
» β.	144°-146°	+ 7.1°	1.209	—	—	—	—

Le rifrazioni molecolari Mα sono calcolate in base alla formola di Gladstone, gli indici, per ragione di solubilità, determinati per l'acido α cis in soluzione di etere acetico, per l'immide simmetrica e per l'isoimmide α in soluzione benzenica. Si dovette rinunciare a determinare la rifrazione dell'acido β cis per la sua scarsa solubilità, a temperatura ordinaria, nei comuni solventi. È notevole la differenza nel potere rifrangente e dispersivo tra l'immide simmetrica e la isoimmide; nella prima anzi la rifrazione molecolare è inferiore a quella calcolata per $C^{17}H^{23}O^{2}$ „ $|\overline{3}$, cioè per

[1]) Hoogewerff e van Dorp, Recueil des Travaux chimiques des Pays-Bas, XII, 12 (1893).

l'aggregato molecolare meno l'azoto, dal che si mostra come l'aggruppamento:

```
C—CO
|    \
C     >N
|    /
C—CO
```

esercita una enorme depressione del valore ottico del composto. La differenza era di tale entità che, dubitando fosse incorso qualche errore, si ripetè la determinazione con nuova sostanza, ma si ebbero risultati pressocchè eguali a quelli della prima determinazione.

Per quanto riguarda i caratteri chimici di questi composti è degna di nota per gli acidi la difficoltà di ottenere il β trans.

Si ha un rendimento scarsissimo, non si riesce a privarlo interamente della presenza dell'acido stereoisomero, nè si può spingere la purificazione coi solventi, perchè l'acido β trans tende continuamente ad alterarsi dando prodotti d'aspetto resinoso senza punto di fusione netto, che rattrappiscono e finiscono poi per decomporsi verso 230°. L'influenza del metile si fa sentire non meno fortemente nelle immidi asimmetriche. Mentre l'isoimmide α non presenta difficoltà di preparazione nè di purificazione essendo abbastanza stabile, l'isoimmide β è assai difficile ad ottenersi; vari tentativi di prepararla, sia mediante il cloruro d'acetile che l'ossicloruro di fosforo, non dettero risultati soddisfacenti; si riebbe sempre in maggiore o minor quantità l'acido β cis inalterato accanto a sostanze resinose, sia per mancata trasformazione dell'acido, o perchè l'isoimmide, ottenuta allo stato di cloridrato, nelle operazioni fatte per isolarla ritornava allo stato di acido. Soltanto in due di questi tentativi si ottennero pochi cristallini diversi da quelli dell'acido, che si poterono separare mediante il liquido di Toulet e che non possono corrispondere ad altro che all'isoimmide β. Purtroppo la quantità era così scarsa da non poter servire a certe ricerche che si aveva intenzione di eseguire su tale composto, specialmente quella della rifrazione, che, data la grande differenza osservata tra l'immide simmetrica e l'α-isoimmide, sarebbe stata per la β assai interessante.

L'immide simmetrica è assai stabile e non viene punto saponificata dall'acqua, nemmeno dopo prolungato riscaldamento a 112° in autoclave. Nelle stesse condizioni l'isoimmide α viene lentamente trasformata nell'acido ammico corrispondente.

Gli acidi da noi ottenuti presentano una perfetta analogia con quelli già noti preparati con l'anilina, sia nel comportamento chimico che nel punto di fusione:

	Acidi fenilcanforammici	Acidi p-tolilcanforammici
α cis	203°-204°	201°-209°
α trans	183°-183°.5	intorno 183°
β cis	196°	190°-196°

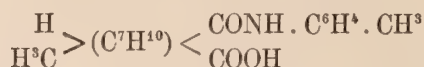
Invece l'immide simmetrica p-tolilica ha un punto di fusione assai più elevato (189°-190°) di quello della corrispondente fenilica (117°-118°).

A proposito delle isoimmidi p-toliliche è da notarsi che esse hanno un punto di fusione inferiore alla simmetrica, mentre nelle poche isoimmidi canforiche sinora

conosciute si osserva precisamente il contrario. In questi composti, e specialmente per gli acidi, è difficile determinare la temperatura di fusione, non avendosi un passaggio netto dalla forma solida alla liquida; la stessa cosa del resto è stata osservata da altri per varî derivati canforici.

Acidi p-tolilcanforammici $C^{17}H^{23}NO^{3}$ p. m. 289.19.

Acido α cis.

$$\frac{H}{H^3C} > (C^7H^{10}) < \frac{CONH \,.\, C^6H^4 \,.\, CH^3}{COOH}$$

Si ottiene mescolando una soluzione di gr. 14 di anidride canforica (1 mol.) in 100 gr. di toluolo con grammi 8 (1 mol.) di p-toluidina sciolta nella stessa quantità di solvente e riscaldando il liquido a ricadere per circa due ore. L'acido ammico che comincia a separarsi durante l'ebollizione precipita per la massima parte col raffreddamento o nella parziale successiva distillazione del solvente (rendimento circa il 91 %).

Proprietà. Cristalli incolori, ben formati, che raggiungono una discreta grandezza e sono insolubili in acqua, abbastanza solubili nell'alcool, più in etere acetico, pochissimo, anche a caldo, in benzolo e toluolo. Fondono da 201° a 209°.

Determinazione acidimetrica. Gr. 0,2878 di sostanza sciolta in alcool furono neutralizzati, in presenza di fenolftaleina, da cc. 9,35 di idrato sodico N/10.

Equivalente di neutralizzazione. Calcolato per $C^{16}H^{22}ON \,.\, COOH = 289{,}2$.

» » Trovato 307,8.

Densità. Venne determinata su cristalli piccoli, ben formati e più pesanti, col metodo di sospensione nel liquido di Toulet a 20°, ricavando la densità di questo con picnometro Minozzi della capacità di circa 25 cc.

$$d_4^{20} = 1.1704 \; .$$

Potere rotatorio specifico. Fu determinato in soluzione di alcool a 99°.

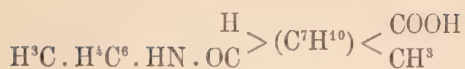
$$C = g.\ 0.0289 \text{ in } 1 \text{ cc. a } 15^\circ \qquad l = 2\,\text{dcm}$$

$$\alpha_D = +\,2^\circ 52' \qquad [\alpha]_D^{15} = +\,49.5^\circ \; .$$

Rifrazione e dispersione. L'acido fu esaminato in soluzione di etere acetico, dove è facilmente solubile, col metodo della deviazione minima usando uno spettrometro che può dare l'approssimazione di 1″. Per il calcolo ha servito la formula di Gladstone:

Solvente:	$n_\alpha = 1.37281$	$n_D = 1.37465$	$n_\beta = 1.37926$	$n_\gamma = 1.38308$
	$d_4^{14,8} = 0.9009$	$R_\alpha = 0.41384$	$R_\gamma = 0.42524$	$R_\gamma - R_\alpha = 0.0114$
Soluzione:		$p = 9.14$ %		
	$n_\alpha = 1.38711$	$n_D = 1.38912$	$n_\beta = 1.39432$	$n_\gamma = 1.39873$
	$d_4^{15,2} = 0.9221$	$R_\alpha = 0.41980$	$R_\gamma = 0.43241$	$R_\gamma - R_\alpha = 0.0126$
Sostanza;	$R_\alpha = 0.4791$	$R_\gamma = 0.5036$	$M_\alpha = 138.2$	$R_\gamma - R_\alpha = 0.0245$

Acido α trans.

$$\underset{H^3C\,.\,H^4C^6\,.\,HN\,.\,OC}{\overset{H}{\ }} > (C^7H^{10}) < \underset{CH^3}{\overset{COOH}{\ }}$$

Si ottiene in modo simile a quello usato da Auwers e Schleicher [1]) per preparare l'acido α trans fenilcanforammico, facendo reagire cioè, in autoclave a 125° per 10 ore, gr. 20 dell'acido precedentemente descritto con 100 cc. di soluzione acquosa di idrato potassico al 33 %.

In un' altra preparazione, invece che nell'autoclave, si riscaldò pure per 10 ore, in palloncino a ricadere, evitando i sussulti con pezzetti di maiolica porosa. Il prodotto di reazione rimane facilmente liquido, anche dopo raffreddamento, oppure si rapprende in massa pastosa uniforme che però, con poca acqua e assai debole riscaldamento, si liquefa. Trattando il sale potassico così ottenuto con la quantità calcolata di acido cloridrico concentrato si libera l'acido ammico, che, raccolto alla pompa e seccato in stufa ad acqua, vien purificato con l'alcool. Dalla soluzione alcolica si ha un primo separato con punto di fusione 182°-196°.

Il filtrato versato nel doppio volume d'acqua dà luogo ad un precipitato fioccoso che, raccolto e seccato, fonde a 183° circa. Dal primo separato fu allontanato l'*acido cis* rimasto inalterato, approfittando della diversa solubilità nell'alcool, dove l'acido fumaroide è assai più solubile. Così da 20 gr. di acido cis si sono ottenuti in tutto 6 gr. di *acido trans* fusibile a circa 183°.

Questa sostanza si presenta in polvere amorfa, che, osservata al microscopio, mostra un aspetto sferoidale e non si ottiene mai perfettamente bianca, come è invece l'acido malenoide.

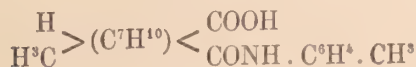
Densità. Fu determinata con lo stesso metodo usato per l'acido cis.

$$d_4^{20} = 1.1872$$

Potere rotatorio specifico. Fu determinato in soluzione di alcool a 99°.

$$C = 0.0289 \text{ g. in 1 cc. a } 15^0 \qquad l = 2 \text{ dcm}$$
$$\alpha_D = -0.12'.5 \qquad [d]_D^{15} = -3.55^0$$

Acido β cis.

$$\underset{H^3C}{\overset{H}{\ }} > (C^7H^{10}) < \underset{CONH\,.\,C^6H^4\,.\,CH^3}{\overset{COOH}{\ }}$$

Si è seguito in linea generale il metodo usato da Haller [2]) per ottenere dalla fenildiammide l'acido β cis fenilcanforammico, operando però sull'immide p-tolilcanforica (più oltre descritta), anzichè dalla diammide.

---

[1]) Annalen *309*, 342 (1899).

[2]) Comptes Rendus CXVI, 121 (1893).

Gr. 20 di immide simmetrica sono stati trattati con poco più di un equivalente d'idrato potassico (gr. 10) sciolto in alcool; mescolando in un crogiolo di nikel la soluzione alcalina all'immide, questa vi si scioglie mano a mano che si scalda.

Si svapora quindi a b. m. la maggior parte del solvente sino a consistenza sciropposa, e, posto il crogiolo in un bagno d'aria a temperatura regolabile, si è continuato ad elevare lentamente la temperatura senza cessare d'agitar la massa con una spatola; la sostanza dapprima schiumeggia poi si liquefa tranquillamente; si porta infine la temperatura a 200° e vi si mantiene il crogiolo per altri 10 minuti. Per raffreddamento la massa diventa dura e friabile, si presenta un po' imbrunita e vien ripresa con piccole quantità d'acqua bollente sino a completa dissoluzione; il liquido dopo raffreddamento si precipita frazionatamente con piccole quantità di acido cloridrico, ed i vari precipitati vengon raccolti a parte. L'ultimo, che è perfettamente bianco, fonde a 177°.

Scartati i primi precipitati d'aspetto resinoso, si seccano gli altri su acido solforico nel vuoto, indi si sciolgono in alcool a ricadere, e si ottiene così una piccola separazione di cristallini ben formati, col punto di fusione da 190° a 196°, che, lavati con un po' d'alcool e seccati, ammontano a gr. 1,3. Sono molto meno solubili nell'etere acetico e nel benzolo, percui si rinunciò a determinare il potere rifrangente e dispersivo.

Solubilità nell'alcool. Una soluzione fatta a caldo dei cristalli in alcool di 93-94 gradi fu lasciata a lungo in termostato regolatore a 15 gradi in presenza di cristalli in eccesso. 10,0 cc. del liquido filtrato sono stati saturati da cc. 5,4 di idrato di bario N/10 in presenza di fenolftaleina; 100 cc. di soluzione satura a 15° contengono perciò gr. 1,562 di acido.

Densità. Determinata col metodo di sospensione analogamente agli altri acidi, risulta:

$$d_4^{20} = 1.2637$$

Potere rotatorio specifico. Ha servito la soluzione satura di alcool a 93-94 gradi.

$$C = g.\ 0.01562 \text{ in 1 cc. a } 15^\circ \qquad l = 2\,\text{dcm}$$

$$\alpha_D = -2^\circ 0' \qquad [\alpha]_D^{15} = -64^\circ.$$

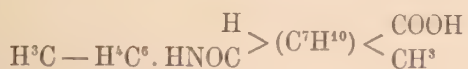
Dopo aver separato i cristalli fondenti a 190°-196°, il liquido alcoolico diede per lenta evaporazione altri prodotti di caratteri diversi dalla prima separazione; la seconda frazione è quasi bianca, ma amorfa, non fonde, ma solo verso 270° si decompone; la terza frazione invece fonde da 182° a 188°. Sospettandosi che questa sostanza pel metodo di preparazione, cioè di fusione con idrato potassico, fosse costituita più che altro da acido β trans formatosi accanto all'acido malenoide, fu esaminata al polarimetro in soluzione di alcool a 93-94 gradi.

$$C = g.\ 0.012 \text{ in 1 cc. a } 20^\circ \qquad l = 2\,\text{dcm}$$

$$\alpha_D = -0^\circ.42' \qquad [\alpha]_D^{20} = -29.2^\circ$$

Per l'acido β cis il potere rotatorio specifico è $-64°$, la determinazione polarimetrica dell'acido β trans, descritto più oltre, ha dato: $[\alpha]_D^{15} = -13.7°$, quindi la frazione fondente a 182°-188° è un miscuglio dei due acidi stereoisomeri con prevalenza della forma fumaroide.

Acido β trans.

$$H^3C - H^4C^6 . HNOC \overset{H}{>} (C^7H^{10}) < \begin{matrix} COOH \\ CH^3 \end{matrix}$$

La preparazione è analoga a quella dell'acido α trans. Gr. 21 di acido β cis grezzo (ottenuto direttamente per precipitazione coll'acido cloridrico senza purificarlo mediante l'alcool) si son fatti reagire per 10 ore con 40 cc. di soluzione di idrato potassico al 33 %, operando in autoclave a 125°. Dopo raffreddamento il prodotto della reazione era costituito da due strati, l'inferiore liquido, limpido e mobile, il superiore invece vischioso e un po' colorato; divisi mediante separatore a largo collo, il liquido inferiore, per acidificazione con acido cloridrico, non dette un precipitato apprezzabile, lo strato vischioso invece, diluito con un po' d'acqua e trattato frazionatamente (in due volte) con acido cloridrico, dette un abbondante precipitato bianco, voluminoso. Le due frazioni, raccolte ed asciugate, vengono riprese separatamente con alcool per purificarle; dalla 1ª però non si ha alcun risultato, dalla 2ª si ottiene, per lenta evaporazione alla temperatura ambiente, una sostanza d'aspetto microcristallino con punto di fusione intorno a 189°.

La sostanza ha reazione acida, si scioglie, a differenza dell'acido stereoisomero, molto facilmente in alcool, e non è perfettamente bianca come quello, ma un po' colorata.

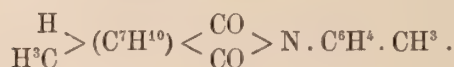
Potere rotatorio specifico. Fu determinato in soluzione di alcool a 93-94 gradi.

$$C = g.\ 0.0158 \text{ in } 1 \text{ cc. a } 15° \qquad l = 2 \text{ dcm}$$
$$\alpha_D = 0°26' \qquad [\alpha]_D^{15} = -13.7°$$

Questa sostanza per analogia alle forme trans dell'acido p-tolil- e p-fenil-α-canforammico e per i suoi caratteri non può corrispondere che alla forma fumaroide dell'acido p-tolil-β-canforammico. Essa però è più alterabile della forma fumaroide dell'acido α corrispondente, infatti ogniqualvolta si tentava di purificarla dall'alcool, gran parte di essa resinificava.

IMMIDI P-TOLILCANFORAMMICHE ($C^{17}H^{21}O^{2}N$; P. M. = 271,18).

Immide simmetrica.

$$\frac{H}{H^{3}C} > (C^{7}H^{10}) < \frac{CO}{CO} > N . C^{6}H^{4} . CH^{3} .$$

Quest'immide non fu ottenuta nel modo consueto di preparazione di tali sostanze, per riscaldamento dell'anidride coll'immide, come era stata ottenuta già da Gerhardt e Laurent accanto all'acido ammico la fenilcanforimmide ; essa fu ottenuta in luogo della diammide, giacchè si intendeva di partire da questa per avere, secondo il metodo usato da Haller (l. c.), l'acido β cis già descritto.

Il processo fu condotto secondo quello usato da O. Aschan [1]) nella preparazione della fenildiammide canforica, facendo agire il cloruro di canforile con la p-toluidina in soluzione eterea.

Il cloruro di canforile necessario si ebbe seguendo le indicazioni di A. Moitessier [2]) per azione del pentacloruro di fosforo sull'acido canforico. In qualche preparazione si provò a sostituire quest'ultimo all'anidride canforica aggiungendo un po' di ossicloruro di fosforo per iniziare la reazione, però è risultato più conveniente partire dall'acido. La reazione dapprincipio vivace deve esser poi continuata mediante riscaldamento e prolungata alquanto, usando un piccolo eccesso di pentacloruro sulla quantità calcolata, altrimenti per raffreddamento si separano sempre dei cristalli di anidride canforica. Dal liquido si scaccia poi la massima parte dell'ossicloruro di fosforo in bagno d'olio di vasellina senza superare la temperatura di 150°, per evitare imbrunimento e alterazione del cloruro di canforile. Questo però per azione sulla p-toluidina, pur usando due equivalenti molecolari di questa, dette un risultato diverso da quello avuto da Aschan per l'anilina; infatti, accanto a del cloridrato di toluidina, si ottenne una sostanza in bei cristalli che, purificata dall'alcool, fondeva a 189°-190° ed all'esame risultò corrispondere non alla diammide ma all'immide.

Determinazione del peso molecolare. Fu eseguita col metodo crioscopico usando l'acido acetico (costante usata nel calcolo: 39).

Concentrazione	Abbass. termometrico	Coefficiente d'abbass.	P. M. trovato
0.869	0°.12	0.1381	282.5

P. M. calcolato per l'immide $C^{17}H^{21}O^{2}N = 271.18$
» » » la diammide $C^{24}H^{30}O^{2}N^{2} = 378.26$

Determinazione di azoto. Gr. 0,2280 di sostanza, col metodo Kjeldahl, diedero tanta ammoniaca da saturare cc. 7,68 di acido solforico N/10.

	Trovato	Calcolato per l'immide	Calcolato per la diammide
N	4.78	5.16	7.41

[1]) Berichte XXVIII, 530 (1895).

[2]) Annalen, 120, 252 (1861).

In ulteriori operazioni si trovò più conveniente di sostituire nella reazione tra cloruro di canforile e p-toluidina all'etere (usato da Aschan nella reazione coll'anilina) il benzolo o meglio il toluolo, e adoperare un grande eccesso di toluidina, circa tre equivalenti molecolari per uno di cloruro di canforile. Anche in questi casi si è sempre ottenuta l'immide e mai sostanze che potessero corrispondere alla diammide.

La sostituzione del benzolo o toluolo all'etere ha il vantaggio non solo di poter elevare la temperatura, giacchè la reazione, che in principio è vivace, in seguito per compiersi necessita un riscaldamento del miscuglio, ma anche perchè riesce più facile separare in modo completo l'immide dal cloridrato di p-toluidina; la prima è facilmente solubile negli idrocarburi aromatici, mentre vi è insolubile il cloridrato, decantato poi il liquido è facile togliere alla massa del cloridrato quel po' di immide che vi rimane trattandolo con acqua a caldo dove esso è molto solubile, mentre l'immide rimane indisciolta.

L'immide grezza fu purificata dall'alcool; le prime separazioni sono costituite da bei cristalli incolori, di reazione neutra, fondenti a 189°-190°.

Solubilità. L'immide è molto solubile a caldo nell'alcool, ma assai poco alla temperatura ordinaria; 100 cc. di soluzione alcolica (alcool di 93-94 gradi) satura alla temperatura di 15° contengono appena gr. 0,681 di sostanza. È invece molto solubile in benzolo, al contrario degli acidi di questa serie; nell'etere acetico è molto solubile a caldo, pochissimo alla temperatura ambiente.

Densità. Fu determinata a 20° col metodo di sospensione nel liquido di Toulet.

$$d_4^{20} = 1.2925$$

Potere rotatorio specifico. Venne determinato in soluzione di alcool di 93°-94°.

$C = $ g. 0.00681 in 1 cm³ a 15° $\qquad l = 2$ dcm

$\alpha_D = -0°20'$ $\qquad [\alpha]_D^{15} = -24.5°$

Rifrazione e dispersione. Per le ragioni accennate in principio di questa nota, furono eseguite due determinazioni, ambedue in soluzione benzolica.

Benzolo usato: $n_\alpha = 1.49863$ $\quad n_D = 1.50328$ $\quad n_\beta = 1.51540$ $\quad n_\gamma = 1.52580$

$d_4^{16,1} = 0.8835$ $\quad R_\alpha = 0.56439$ $\quad R_\gamma = 0.59515$ $\quad R_\gamma - R_\alpha = 0.03076$

I. Determinazione:

Soluzione: $\quad p = 10.39\ \%$

$n_\alpha = 1.50353$ $\quad n_D = 1.50811$ $\quad n_\beta = 1.52008$ $\quad n_\gamma = 1.53036$

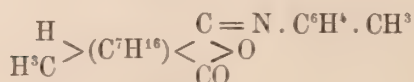
$d_4^{15,4} = 0.9097$ $\quad R_\alpha = 0.55353$ $\quad R_\gamma = 0.58302$ $\quad R_\gamma - R_\alpha = 0.02949$

Sostanza: $R_\alpha = 0.4598$ $\quad R_\gamma = 0.4783$ $\quad M_\alpha = 124.7$ $\quad R_\gamma - R_\alpha = 0.0185$

II. Determinazione:

Soluzione:	$p = 8.627\ \%$			
	$n_\alpha = 1.50276$	$n_D = 1.50730$	$n_\beta = 1.51940$	$n_\gamma = 1.52962$
	$d_4^{15,1} = 0.9056$	$R_\alpha = 0.55516$	$R_\gamma = 0.58482$	$R_\gamma - R_\alpha = 0.02966$
Sostanza:	$R_\alpha = 0.4574$	$R_\gamma = 0.4754$	$M_\alpha = 124.0$	$R_\gamma - R_\alpha = 0.0180$

Isoimmide α.

$$\begin{matrix} H \\ H^3C \end{matrix} > (C^7H^{16}) < \begin{matrix} C = N \, . \, C^6H^4 \, . \, CH^3 \\ > O \\ CO \end{matrix}$$

Si è ottenuta coll'acido αcis, tanto mediante l'ossicloruro di fosforo che col cloruro di acetile, il processo è eguale nei due casi, secondo le indicazioni di Hoogewerff e van Dorp (l. c.). Gr. 5.5 di acido αcis si son fatti reagire col doppio di ossicloruro, nel caso invece del cloruro d'acetile si è usato di questo tre parti per 1 p. di acido ammico. In ambo i casi se è riscaldato debolmente a ricadere, l'acido ammico passa subito in soluzione, e dopo circa due ore, essendo finito lo sviluppo di acido cloridrico, si cessò il riscaldamento. Raffreddato il liquido si aggiunse solfuro di carbonio per asportare l'eccesso dei solventi, ma non si osservò nessuna separazione di liquidi; per evitare quindi il riscaldamento, invece di distillare, si fece passare una rapida corrente d'aria secca finchè scomparve completamente l'odore di solfuro di carbonio. Sul tubo di ingresso dell'aria, pescante nel liquido, si depositò già un po' di sostanza fusibile a 131°. Il residuo rimasto era un liquido denso, rossastro: mantenendolo raffreddato con acqua corrente lo si diluì con circa 30 cc. d'acqua, s'aggiunsero circa 50 cc. di etere e, continuando ad agitare, a poco a poco una soluzione di potassa caustica concentrata.

Lo strato etereo si andò colorando in rossastro, e, separato dal liquido acquoso, andò deponendo per lenta evaporazione dei bei cristalli ben formati fondenti a 131°; il liquido decantato, dopo parziale distillazione dell'etere, lasciò pure cristalli col punto di fusione a 131°. Con due operazioni, una fatta coll'ossicloruro di fosforo, l'altra col cloruro di acetile, si ottennero da 11 gr. di acido αcis, gr. 8.5 d'isoimmide cristallizzata e fondente a 131°, con un reddito dell'82 %. Dall'alcool cristallizzò collo stesso punto di fusione, i cristalli però avevano una densità un po' maggiore.

L'isoimmide α è abbastanza stabile, tuttavia coll'acqua a temperatura elevata subisce una lenta trasformazione nell'acido ammico, mentre l'immide simmetrica nelle stesse condizioni non subisce alcun cambiamento. Gr. 0,766 di isoimmide furono trattati con circa 50 cc. di acqua distillata in autoclave alla temperatura di circa 112°; dopo un'ora di riscaldamento il liquido presentava un'acidità corrispondente a cc. 0,4 di barite N/10, dopo due ore e mezzo corrispondente a cc. 0,95. L'immide simmetrica anche dopo due ore e mezzo di riscaldamento con acqua a 112° non dava punto reazione acida al liquido.

Densità. I cristalli avuti dall'etere hanno la densità:

$$d_4^{20} = 1.2103$$

i cristalli ottenuti dall'alcool:

$$d_4^{20} = 1.2128$$

Potere rotatorio specifico. Fu determinato in alcool di 93-94 gradi.

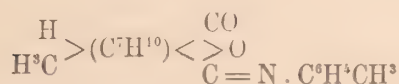
$C = $ g. 0.0130 in 1 cm^3 a 20° $\qquad l = 2$ dcm

$\alpha_D = + 0°26'$ $\qquad [\alpha]_D^{20} = + 16°.7°$

Rifrazione e dispersione. La determinazione fu eseguita in soluzione benzolica servendoci dello stesso solvente usato per l'immide simmetrica.

Soluzione:		$p = 10.81\ \%$		
	$n_\alpha = 1.50330$	$n_D = 1.50782$	$n_\beta = 1.51983$	$n_\gamma = 1.53017$
	$d_4^{15,4} = 0.9052$	$R_\alpha = 0.55602$	$R_\gamma = 0.58571$	$R_\gamma - R_\alpha = 0.02969$
Sostanza:	$R_\alpha = 0.4869$	$R_\gamma = 0.5077$	$M_\alpha = 132.0$	$R_\gamma - R_\alpha = 0.0208$

Isoimmide β.

$$\begin{matrix} H \\ H^3C \end{matrix} > (C^7H^{10}) < \begin{matrix} CO \\ \quad > O \\ C = N \, . \, C^6H^4CH^3 \end{matrix}$$

Il processo di preparazione è identico a quello della isoimmide α, colla differenza che si parte dall'acido β cis; tuttavia si dovette raddoppiare la quantità di cloruro d'acetile e prolungare sino a 6 ore il riscaldamento a ricadere, altrimenti quest'acido ammico rimaneva pressocchè inalterato. Anche usando l'ossicloruro di fosforo, pure in proporzione maggiore di quella usata per l'acido α, s'incontrano le stesse difficoltà. Sopra diverse operazioni, in due soltanto si poterono ottenere dall'estratto etereo, assieme alla massima parte di acido β cis inalterato, pochi cristalli d'aspetto diverso che si lasciarono separare da quelli dell'acido mediante il liquido di Toulet. Questa sostanza che, per analogia ai composti ottenuti da Hoogewerff e van Dorp, e da van der Meulen, non può corrispondere che all'isoimmide β, fonde a 146° ed ha la densità:

$$d_4^{20} = 1.209.$$

finita di stampare il dì 6 Dicembre 1910

ATTI DELLA R. ACCADEMIA

DELLE SCIENZE FISICHE E MATEMATICHE

MINERALOGIA VESUVIANA

MEMORIA

di FERRUCCIO ZAMBONINI

premiata nell'adunanza del 4 Dicembre 1909.

« Altro diletto ch' imparar non provo »
PETRARCA.

PREFAZIONE

Quando, nella giovinezza, percorrevo, nei dintorni della mia città natale, quegli spenti vulcani che han fornito il materiale ai classici *Studi sui minerali del Lazio* del mio illustre ed affettuoso maestro Giovanni Strüver, spesso il mio pensiero volava verso il Monte tuttora fumante, che mi attraeva con le sue ricchezze mineralogiche, con la maestosità dei suoi subdoli sonni, con la terribile potenza delle sue collere. E fin da allora coltivavo la speranza di poter anch' io, un giorno, portare un piccolo contributo alla miglior conoscenza di quei minerali che sono ovunque celebri, e che sono stati oggetto di profonde indagini da parte di tanti studiosi geniali. Per parecchi anni, però, non potei studiarli quasi altro che nelle memorie dei dotti, e solamente nel luglio del 1906, quando venni in Napoli, potei cominciare ad occuparmene più da vicino. Da allora, una parte cospicua della mia attività fu presa da essi e salutai con viva gioia la decisione della R. Accademia delle Scienze Fisiche e Matematiche di Napoli che bandiva un concorso per un' opera riassuntiva sulla Mineralogia vesuviana. Grazie alla benevolenza del Prof. Eugenio Scacchi, potei disporre, almeno per quanto le esigenze delle indagini scientifiche non contrastavano troppo con quelle soverchiamente conservative dell' inventario, della splendida collezione vesuviana del Museo Mineralogico dell' Università di Napoli, sicchè la Mineralogia vesuviana che presento agli studiosi non è una semplice opera di compilazione, ma contiene, invece, nuovi dati per quasi tutti i minerali in essa descritti.

Oltre al Prof. Scacchi, non pochi colleghi ed amici posero a mia disposizione il materiale da loro posseduto. Un appassionato studioso del Vesuvio, il Dottore

H. J. Johnston-Lavis, mi aiutò validamente, permettendomi di esaminare nella sua villa di Beaulieu, con liberalità veramente rara, la ricca collezione da lui formata con gran diligenza durante la sua permanenza in Napoli. Il Prof. Bassani con squisita cortesia mi concesse di studiare quei campioni del Museo Geologico di Napoli che potevano interessarmi; il Prof. Strüver ebbe la bontà di richiamare la mia attenzione su alcuni importanti esemplari del Museo di Roma, ed il mio amico Dott. Galdieri mi cedette generosamente alcuni notevoli campioni. Il Conte Trolle-Wachtmeister con squisita gentilezza ricercò e pose a mia disposizione il materiale originale di alcune analisi eseguite da suo nonno, il Conte H. G. Trolle-Wachtmeister, che con i suoi studî di chimica mineralogica ha lasciato di sè un ricordo che non perirà tanto presto. Nè è da dimenticare che la benevolenza di alcuni valorosi colleghi mi ha permesso di veder compite delle ricerche chimiche che io non avevo il tempo di eseguire personalmente. Il Dott. George T. Prior, Keeper of Minerals nel Museo Britannico, si è assunto il difficile incarico di analizzare da par suo la guarinite del Monte Somma: il Dott. H. Steinmetz, del Museo Mineralogico di Monaco di Baviera ha, per cortese intercessione del Prof. P. v. Groth, analizzato con gran cura il nuovo minerale natrodavyna: il Dott. A. Serra sotto la mia guida ha determinato nell' Istituto Mineralogico di Sassari la composizione chimica del nuovo solfato basico di rame che ho chiamato vernadskyte: al Dottor A. G. Miele, mio allievo, sono dovute alcune interessanti analisi di sodalite e di wollastonite, al Dott. F. Stella Starabba una di enstatite ed al Dott. Barone una di phillipsite. Dal canto suo il mio amico dott. F. Slavík, Docente all'Università Boema di Praga, ha fatto disegnare sui miei dati dal dott. B. Ježek l'effigie di tre cristalli di idocrasio. Alle gentili persone che ho ricordato ed a tutte le altre che hanno in varia guisa facilitato il mio compito vadano i miei più vivi ringraziamenti. In modo particolare devo, però, essere riconoscente al carissimo amico Prof. Giuseppe De Lorenzo, che non solo con grande affetto ha incoraggiato i miei studî ed ha esercitato tanta benefica influenza sul loro indirizzo e sulla mia cultura, ma ha eliminato, con assidua cura, tutti gli ostacoli che il presente lavoro ha incontrato sulla sua via, dimodochè è merito di lui se questo oggi può vedere la luce. A Giuseppe De Lorenzo, perciò, devono essere grati, insieme a me, tutti coloro che da questa Mineralogia vesuviana ritrarranno qualche vantaggio nelle loro ricerche.

Alla parte puramente descrittiva, dedicata ai singoli minerali, ho fatto precedere un breve cenno intorno ai progressi delle nostre conoscenze sui prodotti del Monte Somma e del Vesuvio, cercando di porre in giusta luce i meriti rispettivi dei maggiori studiosi del nostro vulcano, e specialmente di quelli che sono stati ingiustamente dimenticati. In un altro capitolo ho riunito, poi, le notizie più essenziali sulle diverse condizioni di giacitura e sull'origine dei minerali vesuviani, che sembrano essere note assai imperfettamente anche a molti studiosi distinti, a giudicare almeno dalla confusione e dalle inesattezze che si notano in proposito anche in trattati o in lavori speciali molto pregevoli. Nell' ordinamento delle specie ho seguito la classificazione proposta da Dana nel *System of Mineralogy*. Per ciascun minerale ho compilato un elenco, per quanto mi è stato possibile completo, della rispettiva letteratura: data l' abbondanza del materiale bibliografico raccolto, spero che non si sarà troppo severi per le omissioni e le dimenticanze che senza dubbio si riscon-

treranno [1]). Devo soggiungere che, per amore di brevità, negli elenchi bibliografici io non ho citato che quei lavori che contenevano qualche cosa di nuovo, atto a meglio illustrare i singoli minerali descritti: il voler ricordare tutti coloro che hanno avuto occasione di semplicemente menzionare dei minerali vesuviani o di darne delle descrizioni senza alcuna particolarità interessante mi è sembrato del tutto inutile ed atto solo ad aumentare senza ragione il volume già considerevole del presente scritto. Spero, ad ogni modo, di non aver dimenticato nessun lavoro veramente importante. Così pure non mi è sembrato di alcuna utilità il riportare certi dati del tutto sbagliati che potrebbero esser letti con piacere in una storia degli errori umani, ma sarebbero fuori di posto in una descrizione moderna dei minerali vesuviani. Ho creduto opportuno indicare per ciascun minerale la sua composizione chimica e riportare per quasi tutti qualche breve cenno sul comportamento pirognostico: per le proprietà fisiche (durezza, densità, costanti ottiche, ecc.) si sono riferiti, naturalmente, soltanto i dati ricavati da ricerche speciali su materiale vesuviano.

Le specie di poca importanza, quelle per le quali non si può ritenere posta fuori di dubbio la loro esistenza al Vesuvio e le altre finora osservate soltanto tra i prodotti della ricristallizzazione delle mescolanze saline delle fumarole sono state stampate in carattere più minuto. Una completa uniformità nella trattazione dei vari minerali non è stato possibile ottenerla: ho procurato, però, all' infuori di alcuni casi nei quali mi è sembrato indispensabile il procedere altrimenti, di dare alle singole descrizioni, almeno nelle linee generali, lo stesso indirizzo. Per i minerali del Vesuvio e del Monte Somma che hanno anche importanza petrografica non ho trascurato di riferire in proposito, ma mi sono limitato alle notizie più essenziali.

Nessuno meglio di me riconosce le manchevolezze e le imperfezioni grandi di questa mia Mineralogia vesuviana: spero, tuttavia, che le tenui pagine che depongo, mesto fiore di un rimpianto senza fine, su una piccola tomba che per sempre ha racchiuso un dolcissimo sorriso che era tanta parte della mia felicità, possano essere non del tutto inutili agli studiosi del Monte bello e terribile che fa pensare, con Eraclito, come il mondo, lo stesso di tutti, fu sempre e sarà, fuoco sempre vivente, ora acceso, ora estinto.

---

[1]) Si deve anche tener conto del fatto che il manoscritto fu presentato all'Accademia il 30 giugno 1909.

CENNI STORICI

SUI PROGRESSI DELLA MINERALOGIA VESUVIANA

Quando le fitte tenebre del Medio-Evo cominciarono a diradarsi, e la mente umana, liberatasi dai pregiudizî, potè di nuovo serenamente volgersi allo studio dei fenomeni della Natura, anche i prodotti del vicino Vulcano, così maestoso ed imponente sia nei periodi di relativa calma, che in quelli delle sue formidabili conflagrazioni, attirarono l'attenzione dei naturalisti. Ma per lunghi e lunghi anni nessun profitto trasse la Mineralogia del Vesuvio dalle rinnovate indagini sulle eruzioni: troppo bambina era allora la nostra scienza, troppo profondi gli errori diffusi sulla essenza dei fenomeni vulcanici e sulla costituzione della materia, perchè fosse possibile un diverso risultato.

L' immaginazione popolare vuol trovare ovunque minerali preziosi: non può, quindi, stupire il fatto che anche al Vesuvio il volgo abbia creduto esistere l'oro e l'argento. Maggior meraviglia produce, invece, il vedere una tal credenza condivisa dai dotti, e non soltanto dal Cornelio [1]), che scrisse in epoca da noi molto lontana, ma anche da studiosi a noi più vicini. Basterà ricordare che Francesco Serao [2]), l' illustre storiografo dell' eruzione del 1737, non osava pronunciarsi in proposito, e che Giuseppe De Nobili [3]) affermava ancora nel secolo passato che il lapillo dell'eruzione del 22 ottobre 1822 conteneva oro ed argento. Ed oltre questi metalli, non sono stati per lungo tempo citati tra i prodotti vesuviani altro che antimonio, bismuto, nitro, solfo, bitume, petrolio, il talco, la mica e varie gemme. Così Braccini [4]) riferì che durante l' incendio del 1631 dal Vesuvio fu rigettato un rubino, e vari studiosi, tra i quali il Galiani [5]), confusero i più comuni minerali del Monte Somma e del Vesuvio (leucite, augite, idocrasio) col berillo, la crisolite, il topazio ed il giacinto.

Nel 1738 F. Serao non conosceva ancora altri prodotti del Vesuvio che l'antimonio (ematite), la marcassite (leucite), il solfo, il talco (mica), la mica, il petrolio

---

[1]) Thomae Cornelii Consentini opera quaedam posthuma nunquam antehac edita. Neapoli 1688.

[2]) *Istoria dell'Incendio del Vesuvio accaduto nel mese di Maggio dell'anno MDCCXXXVII.* Scritta per l'Accademia delle Scienze, Napoli 1738. Di quest'opera si fecero cinque edizioni e traduzioni in latino, in francese, in inglese.

[3]) *Analisi chimica ragionata del lapillo eruttato dal Vesuvio nel dì 22 ottobre 1822 aggiuntovi alcune osservazioni sulla cenere rossa espulsa a dì 24 ottobre dello stesso anno.* Napoli 1822.

[4]) *Dell' incendio fattosi nel Vesuvio a XVI di dicembre MDCXXXI e delle sue cause ed effetti.* Napoli 1632, pag. 71.

[5]) *Catalogo delle materie appartenenti al Vesuvio.* Londra 1772. Opera anonima (nel frontespizio è stampato « Opera del celebre autore de' Dialoghi sul Commercio dei Grani »); il nome dell'autore si trova nella ristampa contenuta nella raccolta dei *Vulcani e Monti ignivomi.* Livorno 1779.

(mescolanze saline deliquescenti delle fumarole) e il sale ammoniaco. L'esistenza di quest'ultimo al Vesuvio era stata accertata già 38 anni prima da Nicola Lemery[1]), chimico celebre ai suoi tempi.

Non molto più precise erano nel 1755 le cognizioni del Padre G. M. Della Torre[2]), il quale tra le produzioni del Vesuvio distingueva le piriti ottoedre (augiti), la marcassite (leucite), lo zolfo vero e lo « zolfo sfruttato », che non saprei identificare, il « sale » del quale il Della Torre dice che non è sale ammoniaco, ma fornisce soltanto indicazioni insufficienti per stabilirne la vera natura, il talco (mica): parla, inoltre, dei « sassi calcinati » e delle « stalammiti ». Ad onta della confusione dell'augite e della leucite con le piriti e la marcassite descritte da Hill e che, evidentemente, il Della Torre non doveva aver mai veduto, pure a lui spetta il merito di avere per il primo distinto l'augite dagli altri minerali del Vesuvio e di averne dato una buona descrizione particolareggiata, accompagnata da misure goniometriche, (che sono le prime eseguite su cristalli di pirosseno), e che, dati i tempi, possono considerarsi come abbastanza esatte.

Nello stesso anno in cui il Della Torre pubblicava il suo libro, l'Abate F. Galiani terminava il manoscritto del suo « Catalogo delle materie appartenenti al Vesuvio », che fu pubblicato, però, soltanto parecchi anni dopo (nel 1772).

Come egli stesso racconta, il Galiani fu invogliato ad occuparsi dei prodotti del Vesuvio in seguito alla scoperta fatta da Claudio Riccardingher, ufficiale d'artiglieria del Re delle Due Sicilie, di abbondantissime concrezioni, al Vesuvio, molto somiglianti, quantunque meno dure, alle crisoliti, ai berilli ed ai giacinti. Gli studî del Galiani, quantunque imperfetti, segnano un gran progresso rispetto ai predecessori del celebre umorista, il quale non solo estese le sue indagini geologiche e mineralogiche anche al Monte Somma, che prima veniva generalmente trascurato e del quale egli descrisse con grande efficacia i ben noti filoni, che chiamò costoloni, ma tolse di mezzo una quantità di errori e di pregiudizî che formavano il patrimonio intangibile di molti dotti dell'epoca. Spetta al Galiani il merito di avere riconosciuto che le lave sono di natura lapidea e non come altri « assai scioccamente dicono... fatte di solfo, di nitro, di sali, niuna delle quali tre cose è nelle lave...»; di aver dimostrato con esperienze semplicissime che le scorie superficiali delle lave sono anch'esse lapidee e che nulla hanno di comune con le « schiume di ferro » alle quali prima venivano paragonate; di aver accertato la non esistenza al Vesuvio dei metalli preziosi, dell'antimonio e della marcassite.

Tra i minerali vesuviani il Galiani cita e descrive partitamente la magnetite (piccole arene nere lucenti, le quali sono dalla calamita tirate con maggiore energia che non è l'arena comunale da scrivere), la galena (« vene di piombo e stagno », descritte in modo da non lasciar dubbio sulla loro natura), la mica (talco), le crisoliti, i topazi ed i berilli. Questi tre ultimi minerali sono considerati come gemme: quanto ai loro nomi è inutile criticarli, perchè il Galiani ha avvertito di « scansare queste vane dispute di nomi, e comunque piaccia ad altri il chiamarle, io mi farò comprendere indicando di ciascuna la figura e le proprietà, che io penso

---

[1]) Histoire de l'Acad. Royale des Sciences de Paris 1705, pag. 66 della parte storica.

[2]) *Storia e fenomeni del Vesuvio.* Napoli 1755.

appartenere alla sua natura ». Ed invero le descrizioni del Galiani permettono di stabilire abbastanza bene quali minerali egli abbia posto nelle sue gemme. I crisoliti devono essere stati in gran parte idocrasio, ma in parte anche olivina, i topazi probabilmente corrispondono ai nostri pirosseni, i crisoliti ed i topazi divenuti neri perchè offesi dal fuoco sono la nostra augite. Quanto ai berilli, essi rappresentano la nostra leucite. Oltre a questi minerali ed a varie specie di marmi, il Galiani ha anche ricordato, come quarzo (« cristalli »), un minerale bianco che per la sua associazione alla « crisolite », doveva verosimilmente essere sodalite, e poi l' allume, il sale ammoniaco, il solfo, il bitume e sali bianchi indeterminati tra i prodotti raccolti sul cratere.

Un notevole progresso sulle conoscenze anteriori rappresentano le *Lettere* di Ferber [1]), il quale divise i minerali del Monte Somma e del Vesuvio in tre classi. Nella prima riunì quei « corpi che sono stati lanciati bruti o vergini, senza aver sofferto alterazione e che devono la loro origine alla via umida e non al fuoco », tra i quali distinse il quarzo, il gesso, il calcare (del quale ricordò anche alcuni pezzi ridotti in calce dal calore), la mica, una sostanza riferibile probabilmente alla molibdenite, lo sciorlo, la leucite, la pirite, il lapis-lazuli, l' antimonio (oligisto), la pirite arsenicale (oligisto ?): con qualche dubbio sulla loro vera provenienza citò l'agata, l'amianto e l'ematite. Nella seconda classe, Ferber collocò le lave e gli altri prodotti del fuoco, tra i quali riconobbe i granati bianchi (leucite), dei quali osservò anche l'alterazione in caolino, la sodalite, lo sciorlo, la mica. Finalmente tra i prodotti del fuoco del Vesuvio, che costituiscono la sua terza classe, il Ferber pose la magnetite, il solfo, il realgar, la melanterite, il clorammonio. Certo non fu felice la suddivisione adottata dal Ferber, e senza dubbio errata è la sua opinione sull'origine dei minerali dei blocchi calcarei del Monte Somma, che doveva essere esattamente spiegata soltanto parecchi anni più tardi da G. Thomson: anche dal punto di vista puramente mineralogico è da osservare la grande confusione che il Ferber ha fatto specialmente a proposito dello sciorlo, nel quale ha riunito i minerali più svariati [2]), (pirosseno, anfibolo e perfino l'idocrasio che pure il Cappeler aveva già abbastanza esattamente distinto e descritto fino dal 1723), il nessun acume col quale è stata descritta la forma cristallina della leucite, ecc. Ma, ad onta di tutto ciò, le *Lettere* di Ferber sul Vesuvio devono considerarsi come il primo tentativo veramente scientifico di una descrizione completa dei prodotti del nostro vulcano.

Romé De L'Isle [3]) si occupò di vari minerali del Vesuvio e del Monte Somma e la Mineralogia vesuviana deve a lui esatte descrizioni delle forme cristalline dell' idocrasio, dell'augite, dell'anfibolo, della meionite, del granato, ecc., che si leggono tuttora con interesse. Anche sulla giacitura di questi minerali egli fu ben istruito, ed alcune delle sue descrizioni, come per esempio quella del granato del Monte Somma, sono così complete, che a distanza di più di un secolo noi non abbiamo che ben poco da aggiungere a quanto ha scritto l'illustre cristallografo francese.

---

[1]) *Briefe aus Welschland über natürliche Merkwürdigkeiten dieses Landes.* Prag 1773. Io ho avuto a mia disposizione soltanto la traduzione francese con note del Barone de Dietrich: *Lettres sur la Minéralogie et sur divers autres objets de l'histoire naturelle de l'Italie.* Strasbourg 1779.

[2]) Come fece osservare già Romé De L'Isle nell'opera sotto indicata.

[3]) *Cristallographie ou description des formes propres à tous les corps du Règne Minéral etc.* Paris 1783.

L'opera di Romé De L'Isle fu completata da Delamétherie [1]), che separò definitivamente, come specie distinte, varî minerali vesuviani, per alcuni dei quali il Romé De L'Isle aveva già determinato la forma cristallina, ma che erano rimasti confusi negli sciorli, nei giacinti, ecc. I nomi proposti dal Delamétherie (sommite, giacintina ecc.) non furono accettati da Haüy e caddero in disuso, ma ciò nulla toglie al merito dello studioso francese, al quale è anche dovuta la prima descrizione del pleonasto del Monte Somma.

Il « *Saggio di litologia vesuviana* » di Giuseppe Gioeni [2]), non rappresenta un progresso considerevole sulle *Lettere* di Ferber e sugli studî speciali di Romé De L'Isle, ai quali, anzi, resta inferiore in varî punti. Oltre al calcare e a diversi marmi e rocce, il Gioeni ha distinto la calcite cristallizzata, la magnetite, l'asbesto e l'amianto (wollastonite?), diverse varietà di mica, il crisolito, parecchi sciorli, il granato, i granati bianchi (leucite), una zeolite (corrispondente con tutta probabilità alla nostra phillipsite), il feldspato, il quarzo, l'ematite, la limonite, la pirite. Come si vede, il Gioeni non ha considerato come specie distinte nè l' idocrasio, nè il giacinto bianco (meionite): il primo è confuso con lo sciorlo ed il secondo non è citato affatto. In compenso, però, il Gioeni ha il merito di avere accertato l'esistenza, tra i minerali vesuviani, dell' olivina (crisolite), della phillipsite e della limonite.

Pochi anni più tardi, S. Breislak [3]) nei blocchi calcarei e nelle lave del Monte Somma trovava, oltre varie sostanze indeterminate o dubbie, la mica, il feldspato, l' idocrasio, la leucite, il gesso, la magnetite, la tremolite, l' epidoto [4]), la melanite, la nefelina, l' anfibolo, la meionite, il lapis-lazuli, il calcedonio, l' augite, l'olivina e due zeoliti riferibili alla phillipsite e all' analcime. Come prodotti delle lave vesuviane, e specialmente di quella del 1794, indicò l' alite, il clorammonio, il solfato di ferro, il realgar, il solfo, l' ematite, il gesso.

Importanti studî sui minerali vesuviani, specialmente dal punto di vista genetico [5]), sono dovuti a Guglielmo Thomson [6]), il quale nel suo « Abbozzo di una classificazione de' prodotti vulcanici » che si riferisce evidentemente al nostro Vulcano, come risulta da quanto ha scritto in proposito Breislak, e dall' attività del Thomson esplicatasi intorno al Vesuvio, distinse tre classi di sostanze: « 1° Sostanze vulcanizzate, ovvero nate dalla fusione; 2° Sostanze avventizie o parasitiche sviluppate dal seno della lava, e condensate sulla superficie della medesima o dei corpi vicini; 3° Sostanze eruttate da' Vulcani ma non vulcanizzate ». Nella prima classe sono indicati i minerali seguenti: feldspato, quarzo, tormalina, mica, anfibolo, analcime ecc. Nella seconda classe vengono distinte le sostanze che si depositano sulla superficie esterna delle lave o nelle fenditure delle stesse in comunicazione con

---

[1]) *Théorie de la Terre.* Paris 1797.

[2]) *Saggio di litologia vesuviana.* Napoli 1791.

[3]) *Voyages physiques et lythologiques dans la Campanie.* Paris 1801.

[4]) È da notarsi subito che l'epidoto e la tremolite devono essere stati rispettivamente augite o anfibolo e wollastonite.

[5]) Di essi ci occuperemo nel capitolo seguente.

[6]) Fu pubblicato per la prima volta anonimo in Firenze nell'ottobre 1795 e fu riportato nel vol. XLI del Giornale Letterario di Napoli. Una seconda edizione modificata nella nomenclatura, fu stampata nel 1803 nell'opera di G. D'Ancora, *Prospetto storico-fisico degli scavi di Ercolano e di Pompei ecc.*

l'esterno (gas, acqua, varî sali), ialite (terra silicia in stalattiti), solfo, realgar (« zolfo arsenicale ») ferro, rame, arsenico da quelle che si formano « nelle cellule, o vani e fenditure cieche, che non comunicano coll'atmosfera (vapori, acqua, sali, calcite, fluorite, analcime, feldspato, mica, tormalina, leucite, calcedonio, agata, diaspro, rame nativo, ferro). Finalmente nella terza classe, che si compone precipuamente dei blocchi calcarei rigettati, sono indicate, fra i minerali che essi racchiudono, la calcite spatosa, il marmo bianco, il felspato, la mica, la tormalina, il zircone, dei cristalli verdi e dei grani turchini non esaminati [1]), la leucite, « ottaedri di ferro oligisto » (evidentemente di magnetite), la galena ed il ferro. A prescindere da alcune inesattezze (la tormalina di Thomson è anfibolo, il rame nativo è verosimilmente ematite, il « ferro » è da intendersi come ematite o magnetite) e da molte incertezze, è certo che la classificazione di Thomson contiene in germe quella di Scacchi che verrà esposta nel capitolo seguente e che al naturalista inglese si deve la scoperta al Monte Somma e al Vesuvio di varî minerali (fluorite, analcime, zircone, galena) prima non osservati nel nostro vulcano. Più tardi, il Thomson arricchì la Mineralogia vesuviana di una bella e nuova specie: la sarcolite.

R. J. Haüy nella prima edizione del suo « Traité de Minéralogie » ci fece conoscere esattamente la forma cristallina di varî minerali vesuviani (leucite, meionite, idocrasio, spinello ecc.) per alcuni dei quali propose, anzi, nomi nuovi adottati in seguito generalmente dagli studiosi (nefelina, idocrasio, meionite, anfigeno ecc.).

Con Breislak e Haüy siamo entrati nel secolo XIX, durante il quale, mettendo a profitto i grandi progressi della cristallografia, della fisica e della chimica, la Mineralogia vesuviana avanzò a passi giganteschi per opera di moltissimi studiosi, tra i quali sono da ricordare specialmente Ramondini, Smithson, Hausmann, Borkovsky, de Bournon, G. Rose, Moricand, Brewster, Brooke, Lévy, Semmola, Laurent e Holms, Kremers, Guiscardi, E. Scacchi, Krenner, Mierisch, Lemberg per aver arricchito la mineralogia vesuviana di nuove specie o di minerali sfuggiti agli altri studiosi: fra coloro che portarono importanti contributi alla migliore conoscenza dei minerali del Monte Somma e del Vesuvio sono da menzionarsi G. Rose, Haidinger, Brooke, Lévy, Breithaupt, Pilla, Wiser, Marignac, Miller, Des Cloizeaux, Kokscharow, von Zepharovich, Hessenberg, Tschermak, Bauer, Klein, Strüver, Groth, E. Scacchi, Franco ed altri per le ricerche cristallografiche e paragenetiche; Sorby, Kreutz e sopratutto Mierisch per le indagini sui caratteri microscopici; Napoli, Palmieri, Doelter, Jannasch, Lemberg e particolarmente Rammelsberg per quelle sulla composizione chimica. Innanzi a tutti, però, per il lungo studio dedicato ai minerali vesuviani sono da porsi in prima linea Arcangelo Scacchi e, poi, Gerhard vom Rath, Nicola Covelli e Teodoro Monticelli. Ai due ultimi è dovuta la prima descrizione sistematica dei minerali del Monte Somma e del Vesuvio, che ancor oggi si legge con profitto ad onta delle sue inesattezze ed imperfezioni [2]). A Monticelli ed a Covelli si deve la scoperta della cotunnite, della humboldtilite, della davyna e l'aver riconosciuto, indipendentemente da Rose, l'esistenza di un altro

---

[1]) I cristalli verdi erano probabilmente di pirosseno: i grani turchini haüyna.

[2]) *Prodromo della Mineralogia vesuviana.* Napoli 1825.

nuovo minerale nei blocchi del Monte Somma: l'anortite, che chiamarono cristianite e biotina. Monticelli e Covelli trovarono inoltre per i primi tra le produzioni del nostro vulcano la grafite, il sassolino, la calcopirite, la calcantite, il solfato ed il cloruro di manganese, il solfato ed il cloruro di magnesio, l'aragonite, la phillipsite (da loro chiamata gismondina), la melilite, l'haüyna, oltre a varî altri sali non definiti mineralogicamente.

Il Monticelli da solo descrisse l'apatite e la wollastonite, il Covelli un nuovo minerale che chiamò beudantina, un solfuro di ferro che Scacchi identificò in seguito con la pirrotina, il bisolfuro di rame, che porta il nome di chi per primo l'osservò nelle fumarole vesuviane. Per la verità storica e perchè si dia *Ehre dem wem Ehre gebührt* non posso non deplorare vivamente che nella storia del Vesuvio il nome del Covelli sia pressochè ignorato, a tutto vantaggio di quello del Monticelli. Se la posizione più elevata occupata dal Monticelli e la morte prematura del Covelli possono in qualche modo spiegarci l'ingiusto oblio nel quale finora è stato tenuto quest'ultimo, non potrebbero, però, giustificare un ulteriore silenzio da parte mia sui meriti dell'infelice Covelli [1]).

Ed invero chiunque legga attentamente i lavori pubblicati dal Monticelli da solo e quelli fatti con la collaborazione del Covelli si persuaderà facilmente della parte assolutamente predominante avuta dal Covelli nella compilazione della descrizione dell'incendio del 1822 e del Prodomo della Mineralogia vesuviana. Del resto, il valore dell'opera del Covelli risulta da quanto lo stesso Monticelli scrisse nella introduzione al *Prodromo:* « L'aiuto della chimica, indispensabile allo studio dell'orittognosia, lungamente mi mancò, e mi mancarono ancora i reagenti puri, e quelli apparecchi che ai saggi mineralogici, nonchè all'analisi chimica sono necessarii; ne' miei dubbii incerto e silenzioso per lungo tempo mi stetti, finchè

---

[1]) Nicola Covelli di Giuseppe ed Angela Sanillo nacque in Caiazzo il 20 gennaio 1790. Nel 1812 fu mandato dal Governo a Parigi a perfezionarsi nelle scienze naturali e al suo ritorno in Napoli, nel 1815, ottenne la cattedra di chimica e di botanica nella R. Scuola Veterinaria. Nel 1821 per le sue idee politiche fu destituito e per varî anni fu costretto a condurre una grama vita insieme alla moglie ed ai figli, non avendo quasi altro provento che il gettone delle sedute della R. Accademia delle Scienze, della quale era socio ordinario. Nel 1829 fu nominato professore di chimica nella Scuola di Applicazione delle acque e strade, ma dopo aver tenuto soltanto quattro lezioni, una polmonite lo condusse a morte il 15 dicembre dello stesso anno. Come scrisse l'Accademia di Napoli al Governo per far ottenere un soccorso alla vedova rimasta nella miseria, Nicola Covelli non si preoccupò mai, nella sua vita troppo presto spezzata, del benessere economico; ma, anche nei momenti delle più grandi ristrettezze, egli rivolse la mente eletta soltanto allo studio.

Oltre a varî libri di istituzioni ed ai lavori già ricordati eseguiti insieme al Monticelli, il Covelli ha pubblicato diverse ricerche geologiche e mineralogiche non solo sul Vesuvio, ma anche sulla Campania e gli Abruzzi. Lasciò, alla sua morte, un manoscritto incompleto sulla mineralogia vulcanica ed una descrizione geologica della Campania accompagnata da una carta geologica: questi manoscritti e la carta rimasero inediti. Il valore del Covelli come geologo fu messo in luce alcuni anni or sono dal De Lorenzo, il quale nella sua Memoria *Studî di Geologia sull' Appennino Meridionale* (Atti R. Accademia delle Scienze Fisiche e Matematiche di Napoli 1897, VIII, N. 7 pag. 109 e seg.) ha fatto notare che le lucidissime osservazioni del Covelli sulla costituzione geologica della Campania conservano ancora intatta la loro freschezza, perchè appoggiate ai fatti che, ancora oggi, si vanno constatando.

si unì meco il signor Covelli, il quale, avendo compito i suoi studii in Parigi, si era specialmente applicato alle scienze naturali ». L'ingegno e la coltura del Covelli sono dimostrate assai bene dai suoi lavori speciali su minerali delle fumarole vesuviane e del Monte Somma: è merito del Covelli l'aver esattamente spiegata la formazione della galena, della tenorite, della covellina ecc. del Vesuvio prima del 1830, merito tanto più grande, se si pensa che molti anni più tardi scienziati come il Palmieri non erano in grado di vedere chiaro là dove il Covelli, quarant'anni prima, aveva saputo leggere con una precisione di particolari da far restare ammirati. Si deve anche al Covelli la scoperta della beudantina, che, senza ombra di dubbio, è identica alla caliotilite di Mierisch ed alla facellite di E. Scacchi e non, come aveva creduto A. Scacchi, alla nefelina. La descrizione della beudantina, che rappresenta il primo esempio in Italia di studio cristallografico eseguito col goniometro a riflessione, è preceduta da considerazioni interessantissime sull'importanza per la mineralogia delle scoperte di Mitscherlich sull'isomorfismo, e sul nesso fra le ricerche chimiche e le cristallografiche. È anche merito del Covelli l'aver osservato per il primo al Monte Somma un plagioclasio acido che egli ritenne identificabile con l'albite: molti anni più tardi A. Scacchi fu dello stesso avviso e soltanto più recentemente vom Rath dimostrò che si trattava di oligoclasio, molto prossimo, del resto, all'albite per la composizione.

Se alcune delle analisi chimiche del Covelli non sono molto esatte, si deve pensare, prima di criticarle troppo acerbamente, alle condizioni nelle quali si trovavano gli studiosi e specialmente il Covelli a Napoli in quel tempo: basterà considerare che sembrò al Covelli gran ventura il potersi servire per l'analisi della beudantina di una bilancia che dava il centigramma!

G. vom Rath dedicò alla mineralogia vesuviana una parte non piccola della sua meravigliosa attività: parecchi minerali del nostro vulcano (gruppo humite, anortite, oligoclasio, andesina, sanidino, pirosseni, leucite) gli hanno fornito il materiale per delle monografie classiche, ben note ai cultori della nostra scienza, mentre molti altri (lapis-lazuli, ortite, gruppo meionite, i minerali pneumatolitici dei blocchi rigettati, olivina, wollastonite, monticellite, mica, cuspidina, ecc.) formarono oggetto di particolari ricerche cristallografiche e chimiche.

Arcangelo Scacchi è, però, lo scienziato al quale di più deve la mineralogia vesuviana. L'opera di Scacchi è troppo nota perchè qui sia il caso di riferirla in esteso: basterà ricordare che egli ha scoperto, al Vesuvio o al Monte Somma oltre ad alcuni minerali già noti, ma sfuggiti ai precedenti osservatori (blenda, molibdenite, pirrotina, anidrite, anglesite ecc.) ben 21 specie nuove, l'atelina, la clorocalcite, la clorotionite, la cuspidina, la dolerofanite, l'eriocalcite, l'eritrosiderite, l'euclorina, l'idrocianite, la melanotallite, la neocianite, la pseudocotunnite, la microsommite, la periclasite, la vesbina, la cianocroite, la picromerite, la cloralluminite, la cloromagnesite, la criptoalite, la cupromagnesite; che a lui si devono geniali studî ed induzioni sulla formazione dei minerali dei blocchi rigettati e delle fenditure delle correnti laviche ed un gran numero di ricerche speciali cristallografiche e chimiche di interesse generale. Ed oltre a tutti questi lavori A. Scacchi ci ha dato quattro Cataloghi dei minerali vesuviani. Il primo fu pubblicato anonimo nel 1845 nel secondo volume dell'opera *Napoli e i luoghi celebri delle sue vicinanze* (pag. 406-413)

e pochi anni dopo fu dato alla luce il secondo [1]), limitato, però, ai minerali dei blocchi rigettati del Vesuvio e del Monte Somma. Finalmente, pochi anni prima della sua morte, Arcangelo Scacchi riunì in due altri Cataloghi, uno più breve [2]); l'altro di mole più considerevole e corredato di abbondanti notizie cristallografiche e di figure [3]), i risultati importantissimi di un'attività scientifica straordinaria durata quasi mezzo secolo.

Dopo la morte di vom Rath e di A. Scacchi i minerali vesuviani furono un po' trascurati, ma, per opera di A. Lacroix [4]), si intensificò lo studio petrografico dei blocchi rigettati del Monte Somma, finchè nel 1906 la grande eruzione che distrusse una parte di S. Giuseppe, di Ottaiano e di Boscotrecase e mandò le sue lave fino alle porte di Torre Annunziata richiamò di nuovo l'attenzione degli studiosi sul Vesuvio e sui suoi prodotti. Ed in un poderoso lavoro A. Lacroix [5]) ci ha dato la descrizione petrografica dei blocchi rigettati dal Vesuvio specialmente nell'ultimo incendio e delle rocce eruttive del Monte Somma e del Vesuvio, mentre in seguito pubblicò i risultati delle ricerche intraprese sui minerali delle fumarole che hanno iniziato la loro attività, che dura tuttora, dopo l'ultima eruzione.

Al risveglio degli studî mineralogici vesuviani ha modestamente contribuito anche l'autore di queste pagine, sia studiando i prodotti dell'incendio del 1906, sia con ricerche speciali sui minerali dei blocchi del Monte Somma o di quelli rigettati dal Vesuvio nel 1872.

---

[1]) *Uebersicht der Mineralien, welche unter den unbezweifelten Auswürflingen des Vesuvs und des Monte Somma bis jetzt mit Bestimmtheit erkannt worden sind.* Neues Jahrbuch für Min. geol. u. s. w. 1853, 257-263.

[2]) *Catalogo dei minerali vesuviani con la notizia della loro composizione e del loro giacimento.* Lo Spettatore del Vesuvio e dei Campi Flegrei 1887, pg. 65-75. Pubblicato anche in tedesco: *Katalog der vesuvianischen Mineralien mit Angabe ihrer Zusammensetzung und ihres Vorkommens.* Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w. 1888, II, 123-141.

[3]) *Catalogo dei minerali e delle rocce vesuviane per servire alla storia del Vesuvio ed al commercio dei suoi prodotti.* Atti del R. Istituto d'Incoraggiamento 1889, (4ª) I, N. 5.

[4]) *Les enclaves des roches volcaniques.* Macon 1893.

[5]) *Étude minéralogique des produits silicatés de l'éruption du Vésuve (Avril 1906).* Nouvelles Archives du Muséum 1907, (4ᵉ) IX.

CENNI SULLA DIVERSA GIACITURA ED ORIGINE DEI MINERALI VESUVIANI

Come giustamente osservava A. Scacchi [1]) nel 1887, i minerali vesuviani si rinvengono in condizioni tra loro molto diverse, sicchè il sapere semplicemente che un minerale si trova al Vesuvio costituirebbe una conoscenza molta imperfetta.

Purtroppo, ad onta dei lavori di Scacchi, che pose sempre particolare attenzione alla descrizione minuziosa del modo di presentarsi dei minerali del nostro vulcano, una idea precisa della differente giacitura dei minerali del Monte Somma-Vesuvio manca ancora a molti, come risulta dalla confusione e dalle notizie inesatte che si notano in opere pregevolissime di Mineralogia. Non sarà, perciò, inutile intrattenerci alquanto su questo importante argomento, prendendo a guida principalmente gli studî di A. Scacchi, il quale distribuì i minerali vesuviani rispetto al loro giacimento in sei categorie: 1.° minerali cristallini eruttati negl' incendî dell' antico Vesuvio o M. Somma; 2.° minerali dei proietti lavici del M. Somma; 3.° minerali dei conglomerati, d'ordinario metamorfizzati, del Monte Somma; 4.° minerali delle fumarole sia del cratere che delle lave del Vesuvio o delle bocche eruttive del Monte Somma; 5.° silicati che si generano nella massa delle lave durante il loro raffreddamento; 6.° minerali che si trovano aderenti alle pareti delle fenditure delle lave. Questa suddivisione si può, per altro, semplificare e nello stesso tempo completare nel modo seguente:

1.° Minerali dei blocchi calcarei e degli aggregati del Monte Somma. A questa categoria appartengono i minerali più belli del Monte Somma, quelli che da lungo tempo hanno reso celebre il nostro vulcano. Nei tufi del Monte Somma s'incontrano in abbondanza, oltre altre rocce delle quali ci occuperemo in seguito, dei blocchi calcarei privi ovvero più o meno ricchi in minerali metamorfici [2]) e degli aggregati costituiti prevalentemente da silicati, che devono considerarsi, almeno in molti casi, o come blocchi calcarei completamente trasformati ovvero come formanti un tempo delle zone oppure il riempimento delle geodi dei blocchi calcarei stessi, divenuti in seguito liberi per essere stato disciolto il carbonato di calcio. Sull'origine di tutti questi blocchi furono per lungo tempo espresse idee inesatte o del tutto errate: alcuni, anzi, come, per esempio, il Fougeroux de Bondaroy, [3]) li ritennero

---

[1]) *Catalogo dei minerali vesuviani con la notizia della loro composizione e del loro giacimento.* Spettatore del Vesuvio e dei Campi Flegrei 1887.

[2]) Questi blocchi vengono rigettati anche dal Vesuvio nelle sue eruzioni e s' incontrano in gran copia nella lava del 1631 che ne ha tratti dalle viscere del Monte parecchi diversi da quelli che di solito si trovano nei burroni del Monte Somma, come fece rimarcare A. Scacchi nei suoi studî sulla lava del 1631 (Memorie della Società Italiana delle Scienze (detta dei XL) 1883, IV, N.° 8 e 1889, VII, N.° 7).

[3]) Histoire de l'Acad. Royale des Sciences de Paris pour l'anné 1766 pag. 74 delle Memorie

addirittura estranei al vulcano, altri, e furono i più, li considerarono come sostanze non toccate dal fuoco, formatesi per via umida (Ferber). È merito grande di G. Thomson [1]) l'aver emesso l'opinione, basata su ottimi argomenti, che i blocchi dei quali ci occupiamo non rappresentano altro che le rocce calcaree dell'Appennino modificate dalla prolungata azione su di esse esercitata dal magma vulcanico.

Le idee del Thomson erano così nuove e talmente in contrasto con quelle allora predominanti, che sarebbero probabilmente rimaste ignorate se S. Breislak [2]) non le avesse diffuse e validamente sostenute non solo con l'autorità del suo nome, ma anche con ragioni irrefutabili, efficacemente contribuendo a farle accettare dagli studiosi.

Della struttura e della classificazione dei blocchi calcarei del Monte Somma si sono occupati più specialmente B. Mierisch [3]), H. J. Johnston-Lavis [4]) e A. Lacroix [5]): le osservazioni microscopiche più complete sono dovute a Mierisch e a Lacroix. Come più semplice, mi sembra accettabile la classificazione che recentemente ne ha data quest'ultimo. I blocchi in questione vengono divisi, lasciando da parte i calcari intatti o semplicemente calcinati, in tre gruppi: 1.° calcari con geodi; 2.° calcari senza geodi; 3.° aggregati completamente silicatizzati.

I calcari geodici quando contengono nella loro massa minerali metamorfici presentano questi distribuiti regolarmente, in modo da far risultare una struttura zonata molto caratteristica, che è stata descritta in tutti i suoi più minuti particolari da Mierisch. Di solito (non sempre peraltro), si ha che la parete della geode è formata da augite: a questa segue una zona micacea e finalmente una zona costituita da calcite e un minerale del gruppo olivina (più spesso forsterite). Queste zone sono parallele alla parete delle druse ed i singoli individui delle zone pirosseniche e micacee sono disposti rispettivamente in modo che il loro asse di allungamento o la loro faccia larga sieno perpendicolari alla parete stessa. In alcuni casi la zonatura possiede tali caratteri da somigliare moltissimo alla struttura tipica dell'eozon: parecchi blocchi di questo genere sono stati descritti e fotografati da Johnston-Lavis e J. W. Gregory [6]).

I minerali delle cavità di questi calcari sono stati classificati dal Lacroix in modo da mettere in evidenza l'ufficio che devono avere avuto nella loro formazione gli apporti emanati dal magma e sono stati distinti in tre gruppi: minerali ricchi in alcali; minerali senza alcali, ma con fluoro o ossidrile; minerali senza alcali, fluoro od ossidrile. Ogni gruppo è suddiviso in varî sottogruppi, ma in complesso mi sembra che la classificazione proposta dal Lacroix lasci molto a desiderare non soltanto per la sua complicazione, ma anche perchè parecchi minerali vengono a trovarsi evidentemente fuori del loro posto naturale. Così, per esempio, la meionite compare nel gruppo dei minerali ricchi in alcali, mentre l'idrocrasio e l'anortite sono posti fra quelli senza alcali, quantunque contengano spesso quantità di $Na_2O + K_2O$

---

[1]) *Notice sur le marbre blanc du Vésuve.* Giornale Letterario di Napoli 1797, LXXXIX, 98.

[2]) *Voyages physiques et lythologiques dans la Campanie.* Paris 1801.

[3]) Tschermak's min. petrog. Mitth. 1887, VIII, 113.

[4]) Transactions of the Edinburgh Geological Society, 1893, VI, 314.

[5]) *Les enclaves des roches volcaniques.* Macon 1893, 269.

[6]) The Scientific Transactions of the Royal Dublin Society, 1894, V, 259.

sensibilmente uguali o poco inferiori a quelle mostrate dalle analisi della meionite tipica [1]).

Trattandosi di minerali nella formazione dei quali gli agenti mineralizzatori hanno avuto grande importanza, sarebbe forse più opportuno distinguerli in due categorie, a seconda che nella loro composizione entrano o meno (e s' intende non soltanto allo stato di tracce o di quantità tenuissime) gli agenti stessi.

Si avrebbe, allora, il seguente quadro dei minerali principali dei calcari geodici:

Minerali contenenti agenti mineralizzatori (Cl, F, SO_4, OH)	sodalite, haüyna, gruppo davyna, cuspidina, fluorite, apatite, idocrasio, gruppo humite, anfiboli, biotite.
Minerali senza agenti mineralizzatori	sanidino, leucite, nefelina, caliofilite, wollastonite, pirosseni, anortite, meionite, gruppo granato, gruppo olivina (specialmente forsterite), spinello, magnetite, calcite.

Di questi minerali soltanto pochi (generalmente gruppo olivina, gruppo humite, spinello, biotite, in qualche caso anche la cuspidina) si rinvengono, oltre che nelle geodi, nella massa dei blocchi.

Nei calcari non geodici i minerali sono distribuiti irregolarmente ed i più importanti di essi sono i seguenti:

Minerali contenenti agenti mineralizzatori	lapis-lazuli, biotite, gruppo humite.
Minerali senza agenti mineralizzatori	gruppo melilite, wollastonite, anortite, gruppo granato, pirosseni, gruppo olivina, spinello, periclasite, grafite, pirrotite, galena, blenda, molibdenite.

Confrontando questa tabella con la precedente, si scorge subito come la differenza più saliente consista nella grande povertà che i blocchi calcarei senza geodi presentano in minerali contenenti agenti mineralizzatori rispetto ai blocchi geodici. Sull' importanza di questa differenza torneremo in seguito.

Quanto agli aggregati completamente silicatizzati, è in molti casi indubbio che derivano dai blocchi precedenti in seguito alla scomparsa della calcite: talvolta presentano delle geodi con bei cristalli non solo dei loro minerali costituenti, ma anche di quegli altri che si rinvengono nelle geodi dei calcari geodici. Come, però, recentemente osservava L a c r o i x [2]), l'interpretazione dei blocchi silicatizzati non è sempre facile, perchè in taluni casi potrebbe benissimo trattarsi di segregazioni magmatiche ovvero di quegli inclusi che il L a c r o i x chiama omeogeni allomorfi antiloghi ovvero di quelli endopoligenici.

I blocchi calcarei si rinvengono sia senza relazioni di contatto con le rocce

---

[1]) La mizzonite, come è noto, non si rinviene nelle geodi dei blocchi calcarei. Tra le altre deficienze della classificazione di L a c r o i x è anche da notare che, volendo far risaltare l' importanza degli apporti dovuti al magma, l' orneblenda non può certo porsi tra i minerali calciomagnesiferi ricchi in alcali, trascurando completamente il ferro (che in talune varietà è così abbondante, che la somma $FeO + Fe_2O_3$ supera $CaO + MgO$) e l' alluminio.

[2]) Nouvelles Archives du Muséum 1907, (4°) IX, 57.

vulcaniche, sia inclusi in queste ultime (pomici, trachiti micacee, rocce leucitiche) [1]. Le diverse metamorfosi alle quali essi vanno soggetti in seguito al contatto con le rocce vulcaniche sono state lungamente descritte dal Lacroix [2]: sopratutto importanti sono le modificazioni che il Lacroix ha constatato nei frammenti calcarei inglobati in certe rocce leucitiche compatte che costituiscono la ben nota ganga della sarcolite: di esse ci occuperemo quando c' intratterremo di quest' ultimo minerale.

Quantunque, dopo Thomson, tutti sieno d'accordo, nelle linee generali, sull'origine dei blocchi calcarei del Monte Somma, nelle particolarità esistono ancora discrepanze. Se in molti casi, specialmente, poi, per i blocchi non geodici, si può ammettere, come ha ritenuto fra gli altri Scacchi [3], che essi risultino dal *contatto* [4], durato per moltissimi anni, delle materie fuse delle lave con le sovrapposte rocce degli Appennini circostanti al Vesuvio, è evidente che non può spiegarsi con tanta semplicità la formazione delle geodi. Mierisch ha esposto in proposito un' ipotesi abbastanza complicata: il calcare dell'Appennino, venuto a contatto con la lava del Monte Somma, perse, a causa del calore da questa irradiante, una parte della sua anidride carbonica e subì così una contrazione, in seguito alla quale si determinarono nella roccia numerose fratture che permisero l' accesso alla lava, la quale continuò ad agire, formandosi, così, nella massa del calcare innumerevoli fratture e cavità. La lava, che doveva essere ricca in magnesio, data la considerevole quantità che di questo elemento contengono molti dei minerali dei blocchi calcarei, reagì con l'ossido di calcio originatosi in seguito alla perdita di CO_2 da parte del calcare, dando luogo alla formazione della zona di augite, che forma la parete delle druse. L'azione della lava svolgendosi anche al di là di questa zona determinava la formazione della biotite, mentre dove l' influenza della lava non poteva giungere si originavano spinello e forsterite, a spese dei costituenti originarî del calcare: la parte più interna di questo, che non poteva perdere, perciò, la sua anidride carbonica, cristallizava, infine, sotto forma di calcite granulare, lasciando soltanto pochi residui di calcare criptocristallino a testimoniare la sua natura primitiva. Per spiegare come mai le cavità riempite di lava si presentino a noi sotto forma di geodi, Mierisch ricorre alle variazioni di livello del magma nei vulcani che potrebbero determinare il ritiro della lava, ovvero alla diminuzione di volume che soffre la lava nel solidificarsi, qualora si ammettesse che sia rimasta nelle fratture. La diminuzione di volume determinerebbe la formazione di rotture nella lava e le parti di questa rimaste in contatto col calcare potrebbero combinarsi completamente a quest'ultimo, non lasciando altra traccia del suo passaggio che quelle singolari leuciti grigie ricche in vetro che talvolta si rin-

[1]) I blocchi calcarei inclusi nelle lave moderne del Vesuvio sono generalmente poco modificati.

[2]) *Les enclave des roches volcaniques*, pag. 273 e seg.

[3]) *Catalogo dei minerali vesuviani con la notizia della loro composizione e del loro giacimento.* Lo Spettatore del Vesuvio e dei Campi Flegrei 1887.

[4]) Secondo H. J. Johnston-Lavis una gran parte dei minerali dei blocchi del Monte Somma sarebbero dovuti alla *diffusione* dei componenti della lava nella roccia circostante, dalla quale nello stesso tempo si avvierebbe verso il magma una parte del calcio, del magnesio, ecc. Sulla teoria osmotica di Johnston-Lavis si veda: Quarterly Journal Geolog. Soc., 1884, pg. 55; Geolog. Magaz., 1894; Nat. Science Febr. 1894, pg. 137.

vengono nei blocchi calcarei [1]. Nel sistema di fratture rimasto nel calcare i gas delle fumarole profonde potrebbero aver trovato allora un campo favorevole alla loro azione, originando cristalli nelle geodi.

La teoria di Mierisch, che è confermata dalle osservazioni di Lacroix [2]) secondo le quali nel caso dei frammenti di calcare inclusi nelle rocce leucitiche, si nota la formazione al contatto della lava col calcare di augite e di mica, non può essere accettata che per casi particolari, non essendo possibile, come ha rimarcato Lacroix [3]), che i minerali dei gruppi humite, olivina e spinello risultino dall' azione del solo calore sugli elementi preesistenti del calcare. Lacroix [4]), perciò, considera le druse come scavate non per l' azione del contatto del magma, ma per corresione pneumatolitica, effettuata dai prodotti volatili o trasportabili emanati dal magma stesso. Io, per parte mia, non posso che associarmi, dopo un attento esame di un gran numero di blocchi, alla ipotesi di Lacroix, in favore della quale parla potentemente, a parer mio, il fatto che nelle cavità dei calcari geodici si trovano in abbondanza minerali che contengono, come costituenti essenziali, quantità anche notevoli di agenti mineralizzatori, mentre nei calcari non geodici tali minerali hanno importanza molto minore.

Il calcare dei blocchi del Monte Somma ha composizione variabile, essendo ora più, ora meno ricco in carbonato di magnesio, il quale da quantità molto piccole può salire fino ad oltre il 30 %, avvicinandosi, così, alla composizione della dolomite.

2.° Minerali pneumatolitici dei blocchi di leucotefrite e dei conglomerati rigettati dal Monte Somma e dal Vesuvio o che tappezzano le fenditure delle lave. I minerali che si trovano nelle condizioni ora dette sono stati chiamati di solito, da Breislak [5]), Scacchi [6]), vom Rath [7]) ecc., prodotti di sublimazione, con termine senza dubbio assai improprio, perchè nella maggior parte dei casi non si ha a che fare con fenomeni diretti di sublimazione, ma, invece, con reazioni complesse di sostanze gassose fra loro e sulle rocce in contatto delle quali arrivano. Ora, per un fenomeno di tal genere, già da lungo tempo, anzi un anno prima della pubblicazione della Memoria di Scacchi, Bunsen [8]) ha proposto di distinguerlo con il nome di pneumatolisi, che merita di essere sostituito a quello di sublimazione, che induce facilmente in errore.

I minerali pneumatolitici più importanti che si rinvengono nelle condizioni indicate sono i seguenti: pirosseni, anfiboli, sodalite, microsommite, nefelina, granato, wollastonite, mica, plagioclasi, titanite, fayalite, leucite, lievrite, apatite, wagnerite, sellaite, magnetite, ematite, anidrite, nei blocchi rigettati dal Vesuvio; in quelli del Monte Somma se ne rinviene solo una parte, ma, in più, alcune zeoliti (phillipsite,

---

[1]) In uno di tali blocchi, appartenente alla collezione Johnston-Lavis, ho osservato, oltre alle dette leuciti, dei residui vetrosi, neri, piuttosto spugnosi.

[2]) *Les enclaves des roches volcaniques*, pag. 311.

[3]) Ibidem.

[4]) Nouvelles Archives du Museum (4e) IX, 55.

[5]) *Voyages physiques et lythologiques dans la Campanie*, 1801.

[6]) Rend. R. Accad. delle Scienze di Napoli 1852, pg. 104.

[7]) Pogg. Ann. 1866, CXXVIII, 428 e molte altre Memorie.

[8]) Pogg. Ann. 1851, LXXXIII, 238.

analcime, thomsonite, scolecite): sulle pareti delle fenditure delle lave pirosseni, anfiboli, sodalite, fayalite, licorite, magnetite, hausmannite, cuprite, fluorite, vesbina.

Come si vede, la maggior parte di questi minerali sono silicati, dei composti, cioè, per i quali la formazione per pneumatolisi è stata anche in tempi a noi prossimi, e da scienziati del valore di J. Roth [1]) e di G. Bischof [2]), tenacemente oppugnata. Tanto maggiore, perciò, è da considerarsi il merito di S. Breislak [3]) per avere già alla fine del settecento esattamente interpretata la loro origine con una precisione che non ha nulla da invidiare a molti lavori più recenti, in parecchi dei quali, anche tenuti in gran pregio, manca la chiarezza del Breislak. Il quale non si è limitato ad opinare che il ferro (magnetite) e la mica che si trovano in alcune cavità delle lave del Somma attaccate per un lato a qualche punto delle cavità stesse, si sieno in esse formate per « sublimazione » (pg. 174) ed a constatare la formazione di pirosseno pure per « sublimazione » quando la lava del 1794 entrò nella chiesa di Torre del Greco (pg. 276), ma ebbe un'idea assai chiara dei processi di formazione, come risulta da quanto è scritto a pg. 289 della sua opera: « Quand la lave se consolide par le refroidissement, comme il se forme des vides, il est facile que les principes des pyroxènes, du mica, des leucites se rencontrant dans ces cavités, y recomposent les mêmes substances, ainsi que nous le voyons se faire dans les fourneaux de fusion, au moyen de la sublimation ». Queste parole dimostrano chiaramente che la sublimazione di Breislak corrisponde precisamente alla nostra pneumatolisi.

Le idee di Breislak non trovarono favorevole accoglimento che presso pochissimi studiosi: così Monticelli [4]) ammise l'origine pneumatolitica dei minerali che tappezzano le cavità e le pareti delle fenditure della lava della Scala, e più tardi Humboldt [5]) riferiva che negli incendi vesuviani del 1822 e del 1850 si erano formati contemporaneamente cristalli di augite e di orneblenda in seguito ad esalazioni gassose.

Nel 1852 A. Scacchi [6]) pubblicò la sua celebre Nota sopra le specie di silicati del Monte Somma e del Vesuvio, le quali in taluni casi sono state prodotte per effetto di sublimazioni, nella quale le osservazioni di Breislak sui minerali delle fenditure delle lave e delle geodi dei blocchi lavici del Monte Somma furono estese ai blocchi rigettati dal Vesuvio, e nello stesso tempo fu considerevolmente aumentato il numero dei minerali di origine pneumatolitica dei blocchi stessi. Il processo della sublimazione non fu, però, da Scacchi affatto indagato, sicchè come chiarezza di concezione e tenendo conto del tempo trascorso che ci aveva dato le esperienze di Gay-Lussac sulla riproduzione dell'ematite, e quelle di Daubrée sulla formazione della cassiterite e di alcuni silicati, il lavoro di Scacchi sotto questo punto di vista non supera le poche, ma precise parole di Breislak. Nemmeno lo scritto di Scacchi, ad onta delle belle osservazioni in esso contenute, valse a far accettare l'origine pneumatolitica dei minerali dei quali ci occupiamo: la questione

---

[1]) *Der Vesuv und die Uemgebung von Neapel*, 1857, pg. 386.

[2]) *Lehrbuch der chem. und phys. Geologie.* 1. Aufl. II, 863.

[3]) *Voyages physiques et lythologiques dans la Campanie.* Paris 1801.

[4]) Atti R. Accad. delle Scienze di Napoli, 1844, V, 195, Memoria letta il 21 Novembre 1837.

[5]) *Kosmos* IV, pg. 478.

[6]) Rend. R. Accad. delle Scienze di Napoli, 1852, 104.

fece un passo innanzi soltanto quattordici anni più tardi, quando vom Rath [1]) pubblicò la descrizione dell'augite impiantata e talvolta perfino in parte racchiusa nell'ematite di una fumarola dell'Etterkopf, presso Plaidt. A torto, però, vom Rath scrisse in seguito che per la sua augite «jeder Zweifel an der Entstehung durch Sublimation vollkommen ausgeschlossen wurde, was allerdings nicht in gleichem Masse der Fall war bei jenen vesuvischen Mineralien»; in realtà, il granato trovato da Scacchi insieme all'ematite al Fosso di Cancherone (un'antica bocca eruttiva del Monte Somma) non parlava in favore dell'origine pneumatolitica di taluni silicati meno dell'augite di Plaidt: soltanto vom Rath si rivolgeva agli studiosi dopo i lavori sintetici di Deville, di Hautefeuille e di altri molti e dopo il Lehrbuch der Geognosie di C. F. Naumann, e doveva, perciò, avere miglior fortuna di Breislak e di Scacchi. Finalmente, l'eruzione del 1872 con gli esempi tipici, innegabili dei minerali pneumatolitici dei suoi blocchi rigettati tolse gli ultimi dubbî a chi poteva ancora averne.

Scacchi [2]) ha creduto opportuno stabilire una categoria speciale per i minerali aderenti alle pareti delle fenditure delle lave, ma a me non pare che vi sieno ragioni per farlo, trattandosi sempre di minerali pneumatolitici; tutt'al più, come ha fatto Lacroix [3]), per il fenomeno al quale è dovuta la formazione di questi minerali può usarsi il nome speciale di autopneumatolisi, per indicare che le sostanze gassose che li originano si separano dalla lava stessa durante il suo raffreddamento.

3.° Minerali delle fumarole del cratere e delle lave ovvero delle antiche bocche eruttive del Monte Somma. Questi minerali sono assai numerosi e si originano per pneumatolisi come quelli della categoria precedente. Alcuni pochi rappresentano dei prodotti di sublimazione diretta (alite, silvite, clorammonio, cotunnite ecc.), ma nella maggior parte dei casi sono il risultato della mutua reazione delle sostanze gassose emanate dalle fumarole e possono anche costituire dei prodotti secondarî, derivati dall'alterazione di minerali poco stabili, ovvero esser dovuti all'azione dei gas delle fumarole delle rocce circostanti.

I gas ed i prodotti solidi delle fumarole furono studiati accuratamente già sul finire del secolo XVIII, ma le ricerche più precise poterono iniziarsi soltanto nel secolo decorso, dopo i progressi della chimica analitica. In queste indagini si segnalarono, tra gli altri, H. Davy, Gay-Lussac, Covelli, sia con lo studio delle relazioni fra la temperatura, le sostanze gassose ed i prodotti solidi delle fumarole, sia con ricerche sperimentali in laboratorio, tendenti a riprodurne i minerali [4]). Il merito, però, di aver istituito delle ricerche sistematiche ed estese in questo campo spetta a Ch. Sainte-Claire Deville [5]), il quale studiò con gran cura le fumarole vesuviane, dopo l'eruzione del 1855. Il Deville propose una classificazione per la quale le fumarole venivano divise in sei categorie, le ultime delle quali sono rappresentate dalle mofete e dalle fumarole a vapor d'acqua, che non hanno interesse

---

[1]) Pogg. Ann. 1866, CXXVIII, 428.

[2]) Lo Spettatore del Vesuvio e dei Campi Flegrei 1887.

[3]) Nouvelles Archives du Museum, 1907, (4^e) IX.

[4]) Specialmente importante fu la celebre esperienza di Gay-Lussac sulla riproduzione dell'ematite per azione del vapor d'acqua sul cloruro ferrico ad elevata temperatura.

[5]) *Observations sur la nature et la distribution des fumerolles dans l'éruption du Vesuve du 1 Mai 1855.* Bulletin soc. géol. de France, 1856, XIII, 606.

mineralogico. Le altre categorie hanno subito delle modificazioni, in seguito alle esperienze specialmente di Fouqué sull'Etna e su Santorino, dimodochè io credo opportuno accettare la classificazione proposta dal Lacroix [1]) nel suo lavoro sui minerali delle fumarole dell'eruzione del 1906, che è la seguente:

a) Fumarole a sali di potassio e di sodio. Corrispondono alle fumarole secche di Sainte-Claire Deville e sono quelle che si producono a temperatura più elevata. I minerali più importanti di queste fumarole sono i cloruri ed i solfati alcalini (alite, silvite, aftitalite); varî composti clorurati di rame (eriocalcite, atelina, melanotallite, idromelanotallite) e parecchi minerali nei quali questo elemento è unito all'acido solforico (idrocianite, dolerofanite, euclorina, clorotionite e, come prodotto secondario, la calcantite); la tenorite, risultante dall'azione del vapor d'acqua sul cloruro di rame; dei minerali piombiferi, dei quali il più caratteristico è la cotunnite, mentre rari sono la pseudocotunnite e la palmierite: nell'ultima eruzione si formò in quantità notevole anche la galena, accompagnata da pirite, pirrotina, magnetite e ematite.

b) Fumarole acide, che corrispondono alle fumarole a vapor d'acqua con acido cloridrico e anidride solforosa di Sainte-Claire Deville. Succedono alle precedenti in seguito al raffreddamento del magma ed offrono minerali importanti nel gruppo dei cloruri (molisite, cloromagnesite, ambedue non trovati finora in forma mineralogica definita, cloroalluminite, eritrosiderite, kremersite) e poi realgar e solfo.

c) Fumarole a cloruro d'ammonio (fumarole a vapor d'acqua [2]) e clorammonio di Sainte-Claire Deville). Si rinvengono quasi esclusivamente nelle parti inferiori delle correnti laviche, raramente in prossimità del cratere. Il minerale più abbondante e caratteristico di queste fumarole è il clorammonio: in piccole quantità sono state osservate la mascagnite e la criptoalite.

d) Fumarole solfidriche (fumarole a vapor d'acqua con acido solfidrico o solfo di Sainte-Claire Deville). Succedono alle fumarole acide e sono caratterizzate dall'abbondante sviluppo di vapor d'acqua con quantità variabili di acido solfidrico. I silicati delle rocce esposte alle loro esalazioni vengono, ad eccezione, per lo più, dell'augite maggiormente resistente, trasformati in opale: i minerali più frequenti sono solfo e gesso e varî solfati (alumogeno, calinite, metavoltina, voltaite).

I minerali delle fumarole si presentano spesso mescolati insieme, senza nette forme cristalline, e riesce allora molto difficile la loro determinazione. Per facilitarla si è ricorso sovente alla ricristallizzazione delle soluzioni acquose delle mescolanze saline raccolte nelle fumarole, ma è evidente che i prodotti così ottenuti non sempre preesistevano, specialmente nel caso delle croste saline delle fumarole a sali di potassio e di sodio, formatesi ad alta temperatura e per pneumatolisi. Il metodo dà, invece, risultati comparabili a quelli realizzati in natura, come ha osservato Lacroix, nel caso delle fumarole acide, perchè i minerali che noi raccogliamo nelle loro parti meno calde rappresentano dei prodotti secondarî, idrati, formatisi a spese dei cloruri anidri originarî. Ad ogni modo, come osservava Scacchi [3]), le sostanze che così

[1]) *Les minéraux des fumerolles de l'éruption du Vésuve en avril 1906.* Bulletin soc. franç. de minér., 1907, XXX.

[2]) Il vapor d'acqua è sempre scarso: aumenta soltanto dopo le pioggie, ed in questo caso è di origine superficiale.

[3]) *Memoria sullo incendio vesuviano del mese di maggio 1855.* Napoli, 1855, pg. 165.

si ottengono sono quelle stesse che si producono naturalmente dalle incrostazioni saline delle fumarole, quando le acque piovane le sciolgono.

La ricristallizzazione fu applicata allo studio dei minerali delle fumarole già da Serao ed in seguito su larga scala specialmente da Covelli e più recentemente da Scacchi, il quale descrisse come veri e proprî minerali alcune delle sostanze ottenute [1]. Anche io [2] e Lacroix [3] ci siamo serviti della ricristallizzazione per completare lo studio dei prodotti delle fumarole del 1906.

4.° Minerali che rappresentano i costituenti essenziali od accessori delle rocce del Monte Somma e del Vesuvio. Le rocce più abbondanti, che formano correnti e filoni, sono sempre delle leucotefriti [4], nelle quali l'olivina è sempre relativamente scarsa, sicchè non si arriva mai a delle vere leucobasaniti. Si è per lungo tempo creduto che la costituzione petrografica del Monte Somma-Vesuvio fosse molto semplice, ma Lacroix [5], prendendo in esame le rocce di colore chiaro, che avevano richiamato pochissimo l'attenzione dei precedenti osservatori, e che, quantunque non si trovino in posto, costituiscono una parte considerevole dei tufi del Monte Somma e degli strati che hanno ricoperto Ercolano e Pompei, ha potuto dimostrare che la composizione petrografica del Monte Somma-Vesuvio è, in realtà, assai complicata. Non è questo il luogo di entrare in dettagli petrografici sulle ricerche di Lacroix: per quanto può interessare il presente scritto, di carattere esclusivamente mineralogico, basterà ricordare qui le rocce in blocchi distinte da Lacroix, molte delle quali hanno un innegabile carattere di rocce profonde: fonolite leucitica (pomici bianche di Pompei); leucotefriti a grossi cristalli di leucite (che sono caratterizzate dai ben noti grossi fenocristalli di leucite che possono superare i 3 cm. di diametro); leucititi rappresentanti il risultato di endomorfismo per digestione di calcare (ganga della sarcolite, della quale si è già parlato); trachite micacea (lava a breccia di Scacchi); trachite fonolitica a sodalite; fonoliti a grandi cristalli di sanidino (prima considerate generalmente come trachiti, a causa del loro aspetto esterno); sanidiniti a sodalite; sanidiniti a leucite; microsieniti nefeliniche e sodalitiche; monzoniti a leucite (sommaiti); monzoniti.

Molte di queste rocce presentano spesso geodi ovvero delle cavità miarolitiche le cui pareti sono tappezzate da cristalli, sovente bellissimi, dei minerali costituenti: in taluni casi, abbastanza frequenti, le rocce stesse sono state soggette a fenomeni di pneumatolisi, che hanno dato origine a nuovi minerali, tra i quali particolarmente importanti sono l'idocrasio e le werneriti.

---

[1]) Dana ha adottato le specie descritte da Scacchi, ed anch'io ho creduto di doverne tener conto, facendo risaltare, però, il loro carattere particolare di composti che potrebbero trovarsi anche come prodotti secondarî naturali delle fumarole, ma che, in realtà sono stati ottenuti artificialmente.

[2]) Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, 1906, XIII, N.° 8.

[3]) Bulletin Soc. franç. de Minér., 1907, XXX.

[4]) Sarebbe opportuno chiamare queste rocce tefriti leucitiche, traducendo così in modo possibile i nomi tedeschi e francesi di Leuzittephrit e leucittéphrite, tanto più che il nome di leucotefrite può assai facilmente indurre in errore. Anche le leucobasaniti dovrebbero essere chiamate analogamente basaniti leucitiche.

[5]) Nouvelles Archives du Muséum, 1907, (4^e) IX, 128 e seguenti.

ELEMENTI

SOLFO-α S^x

1. 1755. G. M. Della Torre, Storia e fenomeni del Vesuvio, pag. 90 e seg.
2. 1766. Fougeroux de Bondaroy, Mém. de l'Acad. des Sciences. Paris, 1766, pag. 79.
3. 1773. Ferber, Briefe aus Welschland etc., pag. 245 della trad. francese di Dietrich.
4. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della Miner. vesuv., pag. 1.
5. 1853. A. Scacchi, Neues Jahrbuch für Min. geol. u. s. w., pag. 263.
6. 1906. F. Zambonini, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, (2ª) XIII, N. 8, pag. 2.
7. 1907. A. Lacroix, Bulletin de la Société franç. de Minér., XXX, 260, 264.

Già gli antichi scrittori del Vesuvio posero il solfo fra le sostanze più frequenti prodotte dal vulcano, ma non vi è dubbio che nella maggior parte dei casi si è scambiato col solfo il clorammonio gialliccio e le incrostazioni giallastre frequenti sulle scorie del cratere. Nella seconda metà del secolo XVIII, però, le notizie divennero così precise, che non è possibile dubitare che si riferiscano effettivamente al solfo. Così, per esempio, il Della Torre (1) distinse chiaramente lo « zolfo sfruttato », che non saprei identificare, e lo « zolfo vero »: Fougeroux de Bondaroy (2) parlò del solfo cristallizzato che si sublima al Vesuvio; Ferber (3) descrisse il solfo giallo attaccato in quantità alle fessure dell'interno del cratere. Da allora in poi la presenza del solfo fra le sublimazioni vesuviane divenne un fatto accertato, ricordato in tutti i trattati.

Sistema cristallino: rombico.

Gli angoli da me misurati sono in ottimo accordo con quelli calcolati dalle costanti di Kokscharow ($a:b:c = 0{,}8131:1:1{,}9034$), che possono, quindi, valere anche per il solfo vesuviano.

Forme: $c\{001\}$ $b\{010\}$ $m\{110\}$ $p\{111\}$ $t\{115\}$ $s\{113\}$ $n\{011\}$ $v\{013\}$ $z\{135\}$ $x\{133\}$ $y\{131\}$.

Nei cristalli delle fumarole acide del 1906 io (6) osservai tutte le forme indicate [1]): c era poco estesa e talvolta piccolissima: {010} rara e sempre affatto subordinata, {110} era, invece, frequente con facce discretamente grandi: si rinvenne sopratutto, nei cristalli più ricchi di facce che presentavano la combinazione di tutte le forme sopra indicate, meno, qualche volta, {010}. La bipiramide {111} era sempre dominante rispetto agli altri $\{hhl\}$: a {111} si associava costantemente {113}, mentre {115} talvolta mancava ed aveva di solito piccole facce, {011} fu osservata in tutti i cristalli misurati: in quelli più poveri di forme aveva facce molto grandi, negli altri, invece, assai più piccole v, z, q ed x erano quasi sempre affatto subordi-

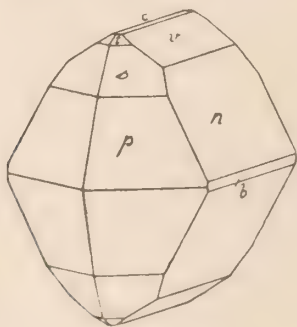



Fig. 1.

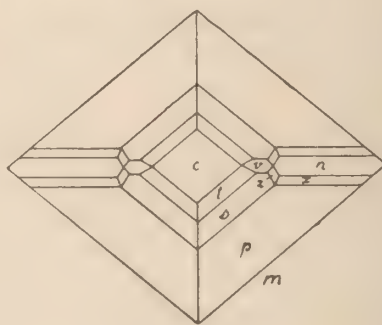



Fig. 2.

nate. Distinsi allora due tipi, rappresentati dalle Fig. 1 e 2: i cristalli della Fig. 2

[1]) Monticelli e Covelli (4) non hanno conosciuto altra forma che p. Nei cristalli del 1906 Lacroix (7) distinse p dominante con n talvolta assai grande.

si presentavano generalmente alquanto allungati nel senso della zona }111 : 011{: quasi tutti del resto avevano sviluppo molto irregolare.

I cristalli descritti devono considerarsi come eccezionalmente ricchi di forme: io ne ho misurati altri del 1850, del 1895 e delle fumarole solfidriche dell'Atrio del Cavallo raccolti nel 1907-1908, ed ho osservato le sole forme *cptsmn*: tutti questi cristalli, spesso assai belli, e che raggiungono 2-3 mm. nella direzione dell'asse *c* [1]), hanno habitus bipiramidale e nella maggior parte dei casi non presentano altre forme che {111} e {001}: quest'ultima assai piccola è ridotta quasi ad un punto. Frequente è *m*, ed anche *t* e *s*:*n* è più rara.

Il solfo vesuviano ha assai spesso il colore giallo-citrino caratteristico: se non rare sono, però, delle varietà di colore aranciato o bruniccio ed in questi casi contengono qualche volta tracce di selenio.

Oltre che nitidi cristalli si rinvengono spessissimo forme dendritiche assai belle ed anche croste fuse, pallottole, ecc. Su alcune scorie del 1906 io ho osservato anche scheletri di cristalli isorientati che formavano una patina superficiale abbastanza estesa.

Comp. chimica. S^x.

Giacitura. È un prodotto delle fumarole sia delle lave, che del cratere: più abbondantemente si forma nelle fumarole solfidriche nelle quali si trasformano quelle acide dopo le eruzioni, e che restano attive talora per lunghi anni. Così, dopo l'incendio del 1906, nell'Atrio del Cavallo sono rimaste attive numerose fumarole solfidriche che dal 1907 hanno fornito solfo in gran copia e tuttora ne danno: altrettanto è avvenuto dopo la conflagrazione del luglio 1895.

Sulla lava di Boscotrecase Lacroix (7) ha notato alla metà di maggio 1906 l'esistenza di piccolissime quantità di solfo dove non si produceva più clorammonio, e dichiarava interessante lo stabilire se queste fumarole si sono generalizzate col raffreddamento progressivo della lava: le mie osservazioni mi permettono di rispondere negativamente alla questione posta dal mineralista francese.

Il solfo è stato osservato da Scacchi (5) al Monte Somma nelle fenditure di una marna con conchiglie. Di questo ritrovamento non è fatta parola nell'ultimo *Catalogo* del 1889.

SOLFO-β S^x

Il solfo-β monoclino, si forma talvolta nelle fumarole vesuviane, ma non essendo stabile, lo si osserva di solito soltanto trasformato in solfo-α, rombico. Solfo-β trasformato è stato trovato da Lacroix (Bulletin de la soc. franç. de Minér., 1907, XXX, *260*) il 3 maggio 1906 nelle fumarole acide sotto forma di piccole masse arrotondate dalla fusione, presentanti talvolta la traccia della loro primitiva forma monoclina. Io posso perfettamente confermare le osservazioni di Lacroix; inoltre, nell'aprile del 1909 ho visto accadere sotto i miei occhi in alcune fumarole solfidriche dell'Atrio del Cavallo la formazione di solfo-β in graziosi cristallini prismatici lunghi fino 3-4 mm.: altri cristalli molto rari prismatici di solfo-β, già trasformati nella modificazione ordinaria furono da me raccolti nel 1906 sulla lava di Boscotrecase.

---

[1]) Le dimensioni di 5 mm. secondo *c* ricordate da Monticelli e Covelli (4) sono da considerarsi eccezionali.

SELENIO Se^x

1. 1859. R. Napoli, Rendiconto R. Accad. delle Scienze di Napoli, pag. 65.
2. 1897. R. V. Matteucci e R. Giustiniani, Rendiconti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat di Napoli, pag. 100.
3. 1906. F. Zambonini, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, (2^a) XIII, N. 8, pag. 5.
4. 1906. G. Kernot, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 462.
5. 1907. R. Bellini, Centralblatt für Min. Geol. u. s. w., pag. 611.

Napoli (1) riconosceva nel 1859 l'esistenza del selenio e come possibile quella del tellurio in una polvere rosso mattone incrostante due frammenti di lava del 1858 e del 1859 e la presenza del selenio libero di un bel colore rosso mattone su frammenti di lava scomposta sulle fumarole calde. Matteucci e Giustiniani (2) hanno, in seguito, rinvenuto il selenio sotto forma di sottilissime velature rosse in alcune fumarole del 1895, io, (3) nel solfo mescolato al realgar in talune fumarole delle spaccature del gran cono nel 1906, Kernot (4) ha avuto le reazioni del selenio nella parte delle ceneri del cratere del 1906 estraibile con cloroformio, solfuro di carbonio o benzina. Finalmente, Bellini (5) ha considerato come selenio libero una sostanza formante delle piccole macchie sulla lava di Boscotrecase del 1906, in vicinanza di croste di cloruro di sodio.

Io ho esaminato vari campioni del selenio delle fumarole che si manifestarono sul fianco N.W. del cono vesuviano il 3 luglio 1895, e nei quali esso si presenta in crosticine che a seconda del loro spessore hanno colore dal roseo al rosso cupo. Il selenio si rinviene in rocce profondamente alterate, specialmente da emanazioni acide ricche in acido fluoridrico, e trasformate in buona parte in silice amorfa. È accompagnato da solfo, da gesso, talvolta anche da fluosilicati. Interessante è un campione nel quale vi è della ialite (opale) in forma di piccoli cilindri vuoti o di calici aperti ad un'estremità, ricoperti da uno strato esilissimo di selenio roseo. È pressochè impossibile isolare allo stato di purezza le crosticine rosse: dalle ricerche che io ho eseguite risultano composte in gran prevalenza di selenio. Il selenio vesuviano non presenta mai accenni a forme cristalline, nemmeno all'esame microscopico: corrisponde, perciò, alla modificazione amorfa che si produce per decomposizione dell'idrogeno seleniato H_2Se: è, questa, senza dubbio, del resto, l'origine del selenio vesuviano. Io l'ho osservato anche nel 1907 e nel 1908 in alcune fumarole del gran cono quasi di fronte alla punta del Nasone, in condizioni analoghe a quelle del selenio del 1895, insieme, cioè, alla silice amorfa, al solfo, al gesso.

GRAFITE C^x

1. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 75.

Monticelli e Covelli (1) hanno per i primi osservato questo minerale. Si trova sotto forma di piccolissime masserelle granulari o laminari di colore grigio acciaio molto raramente nei blocchi calcarei del Monte Somma, nei quali di solito è accompagnata dalla fluorite.

SILVESTRITE Fe_5N_2?

(Siderazoto)

1. 1887. A. Scacchi, Catalogo dei minerali vesuviani. Lo Spettatore del Vesuvio e dei Campi Flegrei. Anche Neues Jahrbuch für Min. geol. u. s. w., 1888, II, 131.
2. 1900. R. V. Matteucci, Compt. rend., CXXXI, 963.

A. Scacchi (1) riferisce che Silvestri riconobbe appartenenti al suo siderazoto le esilissime velature con riflessi metallici che ricoprono le scorie della lava del 1884-1885. Matteucci (2) considera come silvestrite anche la patina lucente, di aspetto metallico che ricopriva delle scorie lanciate dal cratere il 13 giugno 1900. Io ho osservato la stessa sostanza su campioni della lava del 1858 e sulle scorie lanciate da una fumarola tossente della lava del maggio 1893.

SOLFURI

REALGAR As S

1. 1773. Romé De l'Isle, Description méthodique d'une collection de minéraux du cabinet de M. D. R. D. L., pag. 276.
2. 1773. Ferber, Briefe aus Welschland etc., pag. 245 della trad. francese di Dietrich.
3. 1780. T. Bergmann, Opusc. phys. et chem., III, 248.
4. 1794. S. Breislak e A. Winspeare, Memoria sull' eruzione del Vesuvio accaduta la sera de' 15 giugno 1794.
5. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 33.
6. 1906. F. Zambonini, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, (2ª) XIII, N. 8, pag. 4.
7. 1906. A. Lacroix, Compt. rend., CXLIII, 727.
8. 1906. R. V. Matteucci, Bollettino Soc. geol. ital., XXV, 855.
9. 1907. A. Lacroix, Bulletin de la Soc. franç. de Minér., XXX.

Generalmente Bergmann (3) è considerato come lo scopritore del realgar al Vesuvio, ma io ho trovato che già alcuni anni prima di lui il Romé de l'Isle (1) aveva scritto che il realgar nativo si trova in cristalli sul Vesuvio, e contemporaneamente Ferber (2) ricordava l'arsenico rosso o arsenico mescolato a solfo delle aperture interne del Vesuvio.

Sistema cristallino: monoclino.

Forme: $a\{100\}$ $b\{010\}$ $c\{001\}$ $i\{410\}$ $l\{210\}$ $w\{430\}$ $m\{110\}$ $v\{230\}$ $x\{\bar{1}01\}$ $z\{\bar{2}01\}$ $e\{\bar{1}11\}$ $r\{012\}$ $f\{212\}$ $n\{\bar{2}12\}$.

Tutte queste forme sono state osservate da me (6) nei cristalli delle fumarole del 1906.

Monticelli e Covelli (5) hanno pubblicato due figure del realgar cristallizzato delle fumarole del 1822: io ho interpretato le forme rappresentate in quelle figure come corrispondenti, probabilmente, alle nostre $\{001\}$ $\{210\}$ $\{110\}$ $\{012\}$ $\{\bar{1}11\}$ $\{010\}$.

I cristalli del 1906 sono generalmente ricchi di facce: le combinazioni figurate da me sono le seguenti: 1ª *abcilmwvzenfr*; 2ª *abcilwmvzenfr*; 3ª *abcilwmzxenrf*. I pinacoidi *abc* non mancano mai, *i* manca talvolta e *v* è piuttosto rara: le facce terminali ad eccezione di *x*, che è rara, si trovano quasi sempre tutte contemporaneamente presenti e le più grandi di esse sono di solito *n* e *z*. Tutti i cristalli sono più o meno tabulari secondo $\{100\}$ e questo predominio costante di $\{100\}$ sulle al-

tre forme della zona [001] è affatto caratteristico per i cristalli vesuviani del 1906, che si allontanano, sotto questo aspetto, da quelli del 1822, nei quali }100{ manca affatto, e da quelli della Solfatara, nei quali }100{ è del tutto subordinato [1]. Io ho ritenuto che il maggior sviluppo di }100{ nei cristalli del 1906 fosse dovuto al fatto che la loro temperatura di formazione è stata più elevata, e dello stesso avviso fu Lacroix (9), il quale confermò la mia descrizione ed aggiunse che nel realgar delle miniere di carbone incendiate di Decazeville, di Lasalle e della Charotte, formatosi ad alta temperatura, si ha un appiattimento costante secondo }100{ ancora più considerevole che nei cristalli vesuviani del 1906. Questi ultimi sono talvolta leggermente allungati secondo l'asse *c*, e presentano notevoli perturbazioni angolari.

I cristallini del 1906 sono di color rosso cinabro intenso, e raramente raggiungono i 2 mm. nella direzione dell'asse *c*: generalmente non arrivano ad 1 mm.

Solo eccezionalmente si hanno delle laminette che misurano fino 7-8 mm. secondo *c*.

Di solito il realgar si rinviene, però, in croste fuse.

Comp. chimica. As S.

Le croste fuse contengono solfo in eccesso: Matteucci (8) credette a torto che si potesse trattare di composti chimici definiti (bisolfuro o trisolfuro).

Giacitura. Il realgar si origina per sublimazione nelle fumarole vesuviane. Breislak (4) l'osservò tra i prodotti principali della lava del 1794 in tavolette o in prismi o in aghetti sottilissimi; Monticelli e Covelli (5) lo trovarono dopo l'eruzione del 1822 [2]. Nel 1906 il realgar si formò abbondantemente in numerose fumarole allineate lungo le fenditure apertesi sul fianco nord-est del cono vesuviano, ed è stato descritto da me (6) e da Lacroix (7) e (9): tutti e due lo abbiamo considerato come uno dei minerali caratteristici dell'eruzione dell'aprile 1906. Nelle parti più calde delle fumarole il realgar si è trovato sotto forma di sottili croste fuse, di spessore in generale inferiore al millimetro, ovvero di pallottoline ugualmente fuse: il colore varia dal giallo aranciato al rosso bordeaux scuro. Le croste fuse sono in parte formate da realgar puro, in parte, invece, da una miscela di realgar e di solfo selenifero. I cristallini di realgar si rinvennero, naturalmente, nelle parti più fredde delle fumarole Insieme al realgar si è trovato lo zolfo, relativamente scarso sul principio dell'attività di quelle fumarole (Lacroix), più abbondante in seguito. Queste fumarole si sono mantenute attive per un tempo abbastanza considerevole ed hanno continuato a fornire piccole quantità di realgar, divenuto affatto subordinato rispetto al solfo, per lo meno fino al principio del 1909. Nel giugno dello stesso anno fu scoperta nell'Atrio del Cavallo una fumarola ancora assai calda, che dette molto solfo, accompagnato da gesso, realgar e, ciò che è assai importante, da acido borico in belle lamine, frequenti. Nei cristallini di realgar, piccolissimi (di rado raggiungono 1 mm.) ho osservato, all'infuori di {230}, tutte le forme su indicate, ma l'habitus è affatto diverso. I nuovi cristalli sono, infatti, per lo più aciculari o prismatici secondo *c*: raramente sono ugualmente estesi nella direzione degli assi *b* e *c*. Nella zona [001] il pinacoide {100} non è mai dominante, anzi alcune volte manca del tutto: le facce più grandi sono quelle di {010} e di {110}. Alcuni cristalli sono ricchi di facce e presentano tutte o quasi tutte le forme su ricordate: altri, invece, sono più semplici: in uno di questi ultimi ho osservato la combinazione *bmlcr*. Per il loro habitus questi cristalli ricordano molto quelli del 1822

---

[1] Anche nel realgar della Guadalupa, formatosi probabilmente nell'eruzione del 1797, e descritto da Lacroix (*Minéralogie de la France et des ses colonies*, 1897, III, 441) manca {100}. La Fig. 2 di Lacroix somiglia molto a quella della varietà bis-decimale di Monticelli e Covelli.

[2] Scacchi nei suoi Cataloghi si limitò a riferire le osservazioni di Monticelli e Covelli.

figurati da Monticelli e Covelli, e non vi ha dubbio che si sieno formati posteriormente ed a temperatura più bassa di quelli raccolti poco dopo l'eruzione del 1906 e da me già descritti. Del resto, essi si differenziano nettamente da questi ultimi non solo per il loro habitus, ma anche per la loro associazione al sassolino.

ORPIMENTO As_2S_3

1. 1780. T. Bergmann, Opusc. phys. et chem., III, 248.
2. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 36.
3. 1873. L. Palmieri, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, V, N. 17, pag. 28.
4. 1906. R. V. Matteucci, Bollettino Soc. geol. ital., XXV, 855.

Bergmann (1) è il primo che faccia menzione dell'orpimento vesuviano: Monticelli e Covelli (2) dicono che s'incontra laminare, incrostante e polveroso sempre accompagnato e spesso mescolato col realgar. Questa descrizione ed il fatto che l'orpimento non si è osservato nelle fumarole del 1906 che, pure, hanno dato abbondante il realgar, mi fa sorgere il dubbio che l'orpimento di Bergmann e di Monticelli e Covelli non sia stato altro che una di quelle miscele fuse di solfo predominante e di realgar, di colore giallo aranciato, tanto frequenti nel 1906. Del resto, l'esistenza dell'orpimento al Vesuvio non avrebbe niente di strano (questo minerale accompagna il realgar alla Guadalupa, secondo Lacroix), ma, secondo me, non è accertata. Palmieri (3) ha riferito al solfuro di arsenico una sostanza gialla, che con l'apparecchio di Marsh dava forte reazione arsenicale; ma l'esame microscopico di campioni del Museo di Napoli etichettati da A. Scacchi come « Solfo con orpimento? Cratere del Vesuvio agosto 1872 » non mi ha permesso di riconoscere quel minerale. Anche l'indicazione di Matteucci (4) « Orpimento con forma cristallina », che sarebbe stato trovato nel 1906 è assai dubbia. Recentemente (fine del 1909) ho raccolto su alcune fumarole morte del gran cono, che nel 1906 avevano dato abbondante realgar, delle rare laminette di questo minerale trasformate superficialmente in orpimento. Si tratta di un fenomeno affatto secondario.

MOLIBDENITE MoS_2

1. 1773. Ferber, Briefe aus Welschland etc., pag. 218 della trad. francese di Dietrich.
2. 1883. G. Freda, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 290.

Il primo che abbia intravisto l'esistenza della molibdenite nei blocchi calcarei del Monte Somma è, probabilmente, Ferber (1), il quale ricorda una mica fine, grassa, molle, di colore fior di pesco, abbastanza somigliante al molibdeno [1]), osservata in un campione di calcare dell'abate Bottis. Soltanto più di un secolo dopo, Scacchi riconobbe con certezza la molibdenite tra i minerali del Monte Somma e la fece studiare da Freda (2).

Piccole venuzze ed arnioni a struttura ora lamellare, ora finemente granellosa, di colore tra quello della molibdenite tipica e quello della galena. Singolare assai è l'osservazione di Freda, che io posso confermare, che la molibdenite forma una miscela meccanica intima con la galena: se quest'ultima predomina, si osserva il clivaggio cubico, se predomina, invece, la molibdenite, si ha struttura finamente granulare e durezza assai bassa (il minerale è scrivente, come nella molibdenite comune). Sempre secondo Freda, la quantità di piombo varia tra 13.80 e 63ca %; più

---

[1]) Come è noto, Cronstedt ed altri hanno descritto sotto questo nome la nostra molibdenite.

spesso oscilla intorno a 21 %. La varietà con la sfaldatura cubica, di colore più chiaro della galena e tendente all'argentino, ha, secondo Freda, la composizione

S 18,60 Pb 62,41 Mo 12,38 Fe 4,53 Sa = 97,92 peso spec. 6,5.

Trattando queste mescolanze con HCl a caldo, la galena si scompone mentre la molibdenite resta inalterata.

Giacitura. Nei blocchi calcarei del Monte Somma, insieme alla galena ed alla blenda.

PIRROTINA Fe_6S_7

(Pirite magnetica)

1. 1839. N. Covelli, Atti R. Accad. delle Scienze di Napoli, IV, Miner., pag. 71.
2. 1853. A. Scacchi, Neues Jahrbuch für Min. geol. u. s. w., pag. 262.
3. 1857. J. Roth, Der Vesuv und die Umgebung von Neapel, pag. 417.
4. 1883. G. Freda, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 294.
5. 1906. A. Lacroix, Compt. rend., CXLIII, 727.
6. 1907. A. Lacroix, Bulletin de la Soc. franç. de Minér., XXX, pag. 233.

La pirrotina è stata indicata per la prima volta tra i minerali del Monte Somma nel 1853 da A. Scacchi (2) [1].

Al Monte Somma si rinviene la pirrotina in granuli o in masserelle compatte, raramente a struttura lamellare, col colore caratteristico bruno-tombacco. Secondo Freda (4), che l'ha accuratamente studiata, presenta magnetismo debolissimo, e si altera producendo dapprima un solfato basico ferroso-ferrico e in fine limonite.

In un blocco calcareo della collezione Johnston-Lavis la pirrotina forma delle graziose dendriti costituite da cristallini tabulari secondo la base, ovvero arrotondati. In alcune geodine dello stesso calcare ho trovato due cristalli, pure molto schiacciati secondo la base, e che raggiungono 6 7 mm. nella loro maggiore dimensione. Uno presenta la combinazione $\{10\bar{1}0\}$ $\{0001\}$, nell'altro esiste anche una bipiramide esagonale difficilmente determinabile, essendo le facce, ad eccezione di quelle della base, curve e matte: si tratta probabilmente di $\{10\bar{1}1\}$, perchè l'angolo con la base è di circa 45°. In due frammenti di un altro blocco calcareo, sempre nella coll. Lavis, ho notato un cristallo mal formato lungo circa 15 mm., alto 6 e largo 7 mm., ed un altro più piccolo.

La pirrotina pneumatolitica che accompagnava la galena nelle fumarole del 1906 fu osservata da Lacroix ((5) e (6)) in forma di piccole lamelle esagonali di colore bruno-tombacco. Alcune laminette esagonali piccolissime, erano superficialmente

---

[1]) Quasi certamente doveva essere pirrotina « il ferro solforato in massa, giallo di bronzo di passaggio a ferro epatico » trovato da Monticelli e Covelli (Prodromo, pg. 73) « sparso sopra una specie di trachite giallognola » e la « Leberchisa pirite bruna » di A. Scacchi (*Napoli e i luoghi celebri delle sue vicinanze*, II, 413) che « si rinviene amorfa ne' massi erratici granitoidi, nei quali suol dominare il feldispato vitreo ».

di colore bronzino, ma presentavano sfaldatura cubica col colore della galena: probabilmente si trattava di un caso di pseudomorfosi [1]).

Comp. chimica. $(Fe, Cu)_6S_7$ secondo l'analisi seguente di Freda della pirrotina del Monte Somma:

S 39.52 Fe 57.35 Cu 1.72 Sa = 98.59.

Giacitura. La pirrotina si rinviene talvolta nei massi calcarei del Monte Somma, ma più spesso nelle sanidiniti. Interessante è un nodulo, descritto da Freda, del diametro di circa 1 decimetro, costituito da pirrotina coperta da una grossa crosta di olivina rossiccia.

Tra il maggio ed il novembre 1826, Covelli (1) raccolse in alcune fumarole del cratere una sostanza di colore nero-ferro, pellucida, non attirabile dalla calamita, e che si lascia incidere dal coltello. In base all'analisi chimica qualitativa Covelli la considerò come un solfuro di ferro (che egli chiamò trisolfuro) di formula Fe_2S_3. Come si legge in Roth (3), Scacchi identificò questo solfuro di Covelli con la pirrotina, ma è chiaro che non tutte le proprietà di questo minerale si accordano con quelle assegnate da Covelli al suo trisolfuro. Il primo, perciò, che abbia osservato con certezza la pirrotina nelle fumarole vesuviane è il Lacroix, che, come si è detto, la trovò insieme alla galena pneumatolitica del 1906 [2]).

CALCOPIRITE $CuFeS_2$

1. 1773. Ferber, Briefe aus Welschland ecc., pag. 220 della trad. francese di Dietrich.
2. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 62.
3. 1906. F. Zambonini, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, (2ª) XIII, N. 8, pag. 11.

Il primo che ricordi questo minerale al Monte Somma è Ferber (1), il quale, però, aveva gravi dubbi sulla sua vera provenienza.

La calcopirite è stata osservata da Monticelli e Covelli (2) in piccole masserelle nelle cellette dei blocchi rigettati di leucotefrite del Monte Somma e disseminata nei massi calcarei. Io, (3) dopo l'eruzione del 1906, nei lapilli dalla parte del Monte Somma, ho trovato due piccole scorie bollose, molte cavità delle quali erano tappezzate da una crosta sottilissima di colore giallo bronzino, a splendore metallico, costituita da calcopirite, la quale si deve essere formata anteriormente alla proiezione delle due scorie. La sua formazione può essere spiegata con l'esperienza di Doelter (azione dell'acido solfidrico su una miscela di ossido ramico ed ossido ferrico nelle proporzioni di 2 CuO per 1 Fe_2O_3), ovvero per azione dell'acido solfidrico sui vapori di cloruro ramico e cloruro ferrico. Particelle di calcopirite si notano in un blocco del Monte Somma costituito da pirosseno, mica nera, sanidino ecc., che fa parte della coll. Johnston-Lavis.

La calcopirite non è affatto ricordata da A. Scacchi nei suoi Cataloghi più recenti: si trova invece, riportata in quello del 1845 (*Napoli e i luoghi celebri delle sue vicinanze*, II, 413).

[1]) L'altra ipotesi avanzata dal Lacroix, che si tratti, cioè, di geminati ottaedrici di galena simulanti la simmetria esagonale, mi sembra, anche per le mie osservazioni personali, assai meno verosimile.

[2]) Probabilmente era pirrotina il ricoprimento bruno-nero osservato da Pilla (Bullettino geolog. del Vesuvio ecc., 1834, N. 2) in alcune fumarole solfidriche del 1834 e ritenuto come un solfuro di ferro.

PIRITE FeS_2

1. 1773. Ferber, Briefe aus Welschland ecc., pag. 220 della trad. francese di Dietrich.
2. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 70.
3. 1883. G. Freda, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 294.
4. 1906. F. Zambonini, Rendiconti R. Accad. Lincei, XV, 2. sem., 235.
5. 1906. F. Zambonini, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, (2ª) XIII, N. 8, pag. 10.
6. 1906. A. Lacroix, Compt. rend., CXLIII, 727.
7. 1907. A. Lacroix, Bulletin de la Soc. franç. de Minér., XXX, 232.

Ferber (1) già nel 1773 scriveva che in tutte le collezioni si mostra la pirite cristallizzata cubica del Vesuvio.

Sistema cristallino: cubico, classe diacisdodecaedrica.

Forme: *a*{100} *e*{210} *o*{111}.

Tutte e tre queste forme furono riconosciute da Monticelli e Covelli (2) nella pirite delle cellette dei blocchi lavici del Monte Somma: Freda (3) ricordò soltanto {100} e {111}. Nella pirite pneumatolitica delle fumarole del 1906 io ((4) e (5)) osservai *aeo*, Lacroix ((6) e (7)) soltanto *ao*.

Le combinazioni note sono le seguenti:

a Monticelli e Covelli
ao » » Freda; Zambonini; Lacroix.
ae » »
aeo Zambonini.

Nei proietti lavici del Monte Somma la pirite si rinviene, oltre che in nitidi cristalli piccolissimi, anche in piccole masserelle ed in crosticine. Il colore e le proprietà chimiche sono le solite.

Alterazioni. Come per i primi osservarono Monticelli e Covelli, la pirite del Monte Somma si trasforma talvolta superficialmente in limonite.

Giacitura. Al Monte Somma si trova la pirite abbastanza di rado nelle geodine di alcuni blocchi rigettati di leucotefrite, ed anche insieme alla galena in quelli calcarei.

Al Vesuvio si è osservata soltanto dopo l'eruzione del 1906, sulle scorie delle fumarole che han fornito la galena: la formazione della pirite è antecedente a quella della galena. Questa pirite, che forma cristallini cubici piccolissimi, che solo talvolta raggiungono il $^1/_2$ mm., è stata descritta da me ((4) e (5)) e da Lacroix ((6) e (7)): probabilmente, si è originata per l'azione dell'acido solfidrico sul cloruro ferrico [1]).

GALENA PbS

1. 1791. G. Gioeni, Saggio di litologia vesuviana, pag. 81, 82, 86.
2. 1795. G. Thomson, Abbozzo di una classificazione de' prodotti vulcanici. Giornale Letterario di Napoli, XLI [2]).
3. 1801. S. Breislak, Voyages physiques et lythologiques dans la Campanie, pag. 149.
4. 1807. M. Klaproth, Magazin der Gesellschaft naturf. Freunde, I, 251.

---

[1]) Così Durocher fece, come è noto, la sintesi della pirite.

[2]) Di questo lavoro io ho letto soltanto la 2ª ediz. contenuta nell'opera di G. D'Ancora *Prospetto storico fisico degli scavi d'Ercolano ecc.* Napoli, 1803.

5. 1810. V. Ramondini, Memoria letta alla Reale Accad. delle Scienze di Napoli il 13 gennaio 1810. Sunto nel Giornale Enciclopedico 1810. Pubblicata *in extenso* nel *Prodromo* di Mont. e Cov., pag. 396-404.
6. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 45.
7. 1839. N. Covelli, Atti R. Accad. delle Scienze di Napoli, IV, Mineralogia, pag. 9. Letta il 21 luglio 1826.
8. 1839. T. Monticelli, Appendice al Prodromo della miner. vesuv., pag. 10.
9. 1883. G. Freda, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 292.
10. 1901. R. V. Matteucci, Centralblatt für Min. Geol. u. s. w., 45.
11. 1906. F. Zambonini, Rendiconti R. Accad. Lincei, XV, 2. sem., 235.
12. 1906. F. Zambonini, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, (2ª) XIII, N. 8, pag. 7.
13. 1906. A. Lacroix, Compt. rend., CXLIII, 727.
14. 1907. A. Lacroix, Bulletin de la Soc. franç. de Minér., XXX, 229.
15. 1907. F. Zambonini, Rendiconti R. Accad. Lincei, XVI, 1. sem., 975.

È, senza dubbio, alla galena che appartengono le « vene di piombo e stagno » del Galiani (vedi pag. 6), una parte (2) del « ferro micaceo » ricordato dal Gioeni (1) nei blocchi calcarei del Monte Somma, le « lames très-brillantes de fer spéculaire à cassure de galène » trovate dal Breislak (3) in uguali condizioni di giacitura e le tracce di un « grauen metallisch-glänzenden Fossils, welches Eisenglanz zu sein scheint », rinvenute da Klaproth (4) in un calcare del Monte Somma da lui analizzato. Il Thomson (2) tra « le sostanze eruttate da' vulcani, ma non vulcanizzate » ha posto la galena senza dire esplicitamente se proveniva o no dal nostro vulcano. Il primo che faccia sicura menzione della galena (« piombo solforato ») del Monte Somma è il Ramondini (5).

Sistema cristallino: cubico.

Forme: {100} {111}.

Nella galena del Monte Somma Monticelli (8) ha trovato dei cristalli {100} {111}: quella pneumatolitica delle fumarole del cratere del 1906 presenta soltanto il cubo ((11) e (12)), ad eccezione di alcuni cristalli nei quali Lacroix (14) ha osservato la comb. {100} {111}.

La galena del Monte Somma si rinviene di solito in lamine ed in granuli, facilmente riconoscibili per la loro perfetta sfaldatura cubica. Quella pneumatolitica del 1906 forma nitidi cristallini che non superano, in genere, i 2 mm., di colore grigio cupo, con splendore metallico. I cubetti sono talvolta regolarissimi, isolati, ovvero riuniti in gruppi in associazione parallela o senza regola alcuna: frequenti sono anche i gruppi di cristallini scheletrici. Le facce sono, per lo più, conformate a tramoggia, e questi cristalli presentano, come io già notai ((11) e (12)), la più grande analogia con quelli che si formano accidentalmente nelle officine metallurgiche.

Comp. chimica: PbS. La galena del Monte Somma è, secondo le ricerche del Matteucci (10), argentifera. Freda (9) ha analizzato una varietà a struttura lamellare, di colore bigio plumbeo scuro ed ha trovato:

S 14.11 Pb 81.75 Fe 1.98 Sa = 97.84.

In alcuni noduletti sparsi in un masso calcareo il ferro sale, sempre secondo Freda, a più del 24 %.

La galena pneumatolitica del 1906 è fortemente radioattiva, come io ho trovato già da tempo (15).

Alterazioni. La galena del Monte Somma si tramuta talvolta in una sostanza terrosa, di color bruno ocraceo, costituita da solfato di piombo inquinato da ossido ferrico (Freda). Quella delle fumarole del 1906 si trasforma invece in cotunnite (Lacroix (13) e (14)) conservando la propria forma: ne risultano, perciò, delle pseudomorfosi di cotunnite su galena.

Giacitura. Al Monte Somma la galena si rinviene nei blocchi calcarei associata ad altri solfuri (blenda, molibdenite, pirrotina), ed a varî silicati, tra i quali i più comuni sono la biotite, l'olivina, la humite. Interessante è la presenza della galena in alcuni blocchi di calcare metamorfosato in pirosseno fibroso.

È merito di Covelli (5) l'aver per il primo osservata la galena tra i prodotti delle fumarole del Vesuvio nel 1826, sotto la forma di piccole squame originate, come egli riconobbe assai acutamente, per l'azione dell'acido solfidrico sui vapori di cloruro di piombo. L'osservazione di Covelli fu, però, dimenticata e la galena fu riosservata al Vesuvio soltanto dopo l'eruzione del 1906, prima da me (11), poi da Lacroix (13). Dopo questa eruzione la galena si formò in quantità considerevole, dalla seconda metà di maggio fino alla prima metà di novembre 1906, in parecchie fumarole del cratere, accompagnata sempre da pirite di formazione anteriore. Lacroix ha osservato in alcuni campioni come compagni della galena anche la pirrotina, l'ematite e degli ottaedri geminati secondo la legge dello spinello appartenenti alla magnetite o alla magnoferrite. La galena rappresenta uno dei minerali caratteristici dell'eruzione del 1906: la sua formazione è dovuta alla reazione reversibile

$$PbCl_2 + H_2S \rightleftharpoons PbS + 2HCl$$

la quale spiega benissimo le pseudomorfosi di cotunnite su galena descritte da Lacroix e trovate sulle scorie non rubificate. Quelle rinvenute, invece, sulle scorie rubificate sono considerate dal Lacroix come dovute all'azione del vapor d'acqua carico di acido cloridrico della fumarola passata, in seguito al raffreddamento, allo stato di fumarola unicamente acida.

Nel 1907 io ho osservato la galena sotto forma di tenui velature analoghe a quelle descritte da Covelli nel 1826 su alcune scorie delle fumarole del gran cono prossime al cratere, che in quell'anno per parecchi mesi hanno dato la cotunnite cristallizzata.

BLENDA Zn S

1. 1791. G. Gioeni, Saggio di litologia vesuviana, pag. 81, 82, 86.
2. 1839. T. Monticelli, Appendice al Prodromo della miner. vesuv., pag. 12.
3. 1853. A. Scacchi, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 259.
4. 1883. G. Freda, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 292.
5. 1902. E. Monaco, Annali R. Scuola Sup. di Agricoltura in Portici. Sunto nella Zeitsch. für Kryst., XL, 297.

Buona parte del «ferro micaceo» dei blocchi calcarei del Monte Somma descritto dal Gioeni (1) doveva essere blenda. Questo minerale, però, è stato riconosciuto tra le produzioni del Monte Somma per la prima volta da A. Scacchi, come riferisce Monticelli (2).

Netti cristallini bruni, che raggiungono fino 5 mm. nella loro maggiore dimensione, e che presentano la combinazione {111} {$\bar{1}\bar{1}\bar{1}$} {100} sono stati osservati dal Prof. Strüver in una geodina di un blocco calcareo del Museo di Roma. Di solito la blenda del Monte Somma forma masse lamellari, di colore bruno nerastro o addirittura pressochè nero, con vivo splendore quasi metallico.

Il peso specifico della varietà cadmifera è 3,866 (Monaco).

Comp. chimica. (Zn, Fe) S. La blenda del Monte Somma è sempre fortemente ferrifera, ed appartiene, perciò, alla varietà *marmatite*, come risulta dalle due analisi eseguite da Freda (I) e da Monaco (II).

	I	II
S	31.68	25.60
Zn	48.89	55.34 (con tracce di Mn e Cd)
Fe	15.92	19.47
Mn	1.87	—
Mo	tr.	—
	98.36	100.41

Alterazioni. Secondo Freda, la blenda del Monte Somma si altera spesso in una sostanza rossa, di aspetto terroso, costituita dagli ossidi dei metalli contenuti nel minerale primitivo. Un altro prodotto di alterazione osservato da Freda è l'idrozincite.

Giacitura. La blenda è il più abbondante dei solfuri del Monte Somma, ed accompagna la galena nei blocchi calcarei nei quali si rinviene questo minerale. Si trova, però, quantunque raramente, anche senza la galena.

COVELLITE Cu S

1. 1826. N. Covelli, Atti R. Accad. delle Scienze di Napoli, IV, Miner., pag. 9 (pubbl. nel 1839). Memoria letta il 21 luglio 1826.
2. 1832. F. S. Beudant, Traité élem. de Minéralogie, II, 409.

Osservata e descritta per la prima volta al Vesuvio da Covelli, in onore del quale Beudant propose il nome di *Covellite*.

Sottili croste, laminette o grumi di colore azzurro, talvolta quasi nero, e, in seguito ad alterazione, turchino o verde.

Comp. chimica. CuS, come risulta dall'analisi di Covelli:

S 32 Cu 66 Perdita 2 Sa = 100.

La covellite del Vesuvio trattata col cannello in un tubo aperto ai due estremi brucia con odore di anidrite solforosa e lascia una scoria nera che sul carbone alla fiamma interna del cannello si riduce a rame metallico (Covelli).

Alterazioni. Sotto l'azione delle esalazioni acide delle fumarole, la covellite si cambia facilmente in una miscela di ossicloruri e solfati di rame.

Giacitura. Trovata la prima volta da Covelli nel luglio 1823 nell'interno di alcune fumarole aventi la temperatura di 69° a 76° C ricche superficialmente di gesso e di solfo, situate nel pendìo interno del cratere. È stata osservata in seguito assai raramente. Nei primi giorni del gennaio 1907 io l'ho rinvenuta in una fumarola posta sul gran cono, quasi di fronte alla Punta del Nasone, accompagnata da zolfo in parte impregnato di cloruro ferrico: la covellite formava dei tubercoletti e delle crosticine di colore azzurro cupo, talvolta più chiaro ovvero anche volgente al violetto, e dei cespuglietti composti di cristallini tabulari piccolissimi di colore o azzurro o azzurro celeste. Rarissime crosticine di covellite ho raccolto nell'aprile del 1909 nella parte profonda di una fumarola solfidrica dell'Atrio del Cavallo, superficialmente ricca in gesso e solfo.

La covellite si origina nelle fumarole del Vesuvio per azione dell'acido solfidrico sul cloruro ramico, come opinò già Covelli.

MILLERITE NiS

1. 1880. G. Freda, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 84.

Osservata e descritta per la prima volta da G. Freda.

Piccoli cristallini aciculari, sottilissimi, col colore giallo e lo splendore metallico propri della millerite, rinvenuti da Freda in due scorie vesuviane ricoperte da un velo azzurrastro di covellite. La soluzione nitrica di questi cristalli dette le reazioni del nichelio.

La millerite, che deve avere un'origine pneumatolitica analoga a quella della covellina, appartiene alle produzioni più rare delle fumarole del Vesuvio. Io non l'ho mai osservata, e nel Museo di Napoli non è stato possibile ritrovare il campione che vi aveva visto Freda.

ALOIDI

ALITE $NaCl$

(Salgemma)

SILVITE KCl

Questi due minerali si rinvengono quasi sempre mescolati insieme ed è, quindi, opportuno non separarne la descrizione [1]).

1. 1755. G. M. Della Torre, Storia e fenomeni del Vesuvio, pag. 99.
2. 1769. Fougeroux de Bondaroy, Histoire de l'Acad. Roy. des Sciences de Paris 1766, pag. 93 delle Mémoires.
3. 1823. J. Smithson, Ann. of Philos., VI, 258.
4. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 281.
5. 1828. H. Davy, Ann. chim. phys., XXXVIII, 140.
6. 1840. P. La Cava, Sulla efflorescenza della soda clorurata che trovasi in taluni fumajuoli attivi del Vesuvio.
7. 1854. A. Müller, Verhandl. naturforsch. Gesellsch. in Basel, pag. 113.
8. 1874. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, VI, N. 9, pag. 23.
9. 1889. G. Freda, Gazz. chim. ital., XIX, 16.
10. 1903. E. Casoria, Annali R. Scuola Sup. di Agricoltura di Portici, IV, 1. Sunto nella Zeitsch. für Kryst., XLI, 276.
11. 1906. A. Lacroix, Compt. rend. CXLII, 1249.
12. 1906. H. J. Johnston-Lavis, Nature, LXXIV, 174.
13. 1906. F. Zambonini, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, XIII, N. 8, pag. 23.
14. 1907. A. Lacroix, Bulletin Soc. franç. de Minér., XXX, 239.
15. 1908. L. J. Spencer, Miner. Magazine, XV, 59.

È veramente notevole il fatto che la costante presenza del cloruro di sodio fra i prodotti delle fumarole vesuviane sia sfuggita a tanti diligenti osservatori. Nè Galiani, nè Ferber, per non ricordare altri, hanno avuto il menomo sospetto in proposito: il

---

[1]) Sarebbe stato perfettamente ozioso il riferire la lunga lista di coloro che hanno ricordato l'alite e la silvite del Vesuvio: ho creduto limitarmi a riportare soltanto i lavori più importanti o dal punto di vista storico o per la copia di notizie originali in essi contenute.

primo accenno [1]) ad un sale diverso dal clorammonio si trova in Della Torre (1), il quale ha descritto il « sale », dicendo che non è sale ammoniaco, ma senza riferire caratteri che ne permettano l'identificazione. Fougeroux de Bondaroy (2) è, almeno che io sappia, il primo che abbia riconosciuto l'esistenza del cloruro di sodio non solo in quasi tutte le lave del Vesuvio, ma anche sovente nelle « pietre e nella pozzolana ». Il cloruro di potassio fu rinvenuto molto più tardi da Smithson (3). Recentemente, Johnston-Lavis (12) propose di chiamare *clornatrocalite* un minerale che egli aveva creduto costituisse un cloruro doppio $6KCl . NaCl$, ma io (13), Lacroix (14) e Spencer (15) abbiamo mostrato che si trattava soltanto di una miscela meccanica di alite e di silvite.

Queste mescolanze erano state considerate da Monticelli e Covelli (4) come una sottospecie, chiamata *soda muriata potassifera anidra*. Altre due sotto-specie avevano istituito gli stessi studiosi per le miscele dei cloruri alcalini con l'aftitalite (*soda muriata, con potassa solfata o muriata*) o col clorammonio (*soda muriata ammoniacale*).

Sistema cristallino: cubico.

Forme osservate: *a*{100} *o*{111}.

Cristalli netti sono molto rari e presentano di solito le facce del cubo, qualche volta conformate a tramoggia: ottaedri di silvite sono stati osservati da Lacroix (14) in un blocco rigettato del 1906, fortemente alterato dalle fumarole cloridriche.

In generale la silvite e la alite si rinvengono in incrostazioni, in forme coralloidi, fistolose, in depositi polverosi ecc. Di solito sono bianche, ovvero leggermente cerulee; sovente, poi, presentano macchie verdi dovute a sali di rame, principalmente cloruro [2]). Davy (5) nel 1820 trovò un cristallo di alite di tenue colore porpora dovuto a cloruro di cobalto. Alcune varietà rosee devono il loro colore a composti di manganese.

La sfaldatura è facile e perfetta secondo le facce del cubo.

Per gli indici di rifrazione si hanno i seguenti valori:

$n_{Na} = 1.547$ alite di un blocco del 1906 (Spencer (15)).
» $= 1.491$ silvite dello stesso blocco (Lacroix (11) e (14)).
» $= 1.491$ silvite dello stesso blocco (Spencer (15)).
» $= 1.490$ silvite di un blocco del 1861 (Zambonini (13)).

Durezza $= 2$: peso spec. 1,99 silvite, 2.15 alite del blocco del 1906, secondo Spencer (15).

Comp. chimica. NaCl per la alite, KCl per la silvite.

Esistono molte analisi di mescolanze di alite e di silvite ed anche di questi minerali e di aftitalite, che stimo perfettamente inutile riportare qui, riferendosi a semplici miscele meccaniche. Numerose serie di tali analisi si trovano nei lavori citati di Scacchi (8), Freda (9) e Casoria (10). L'unica conclusione di un qualche interesse che si può trarre dalle ricerche di questi studiosi è che nelle mescolanze di alite e di silvite

---

[1]) Serao (*Istoria dell' incendio del Vesuvio accaduto nel mese di Maggio dell' Anno 1737*, pg. 152 della 5.ª Ed.) avendo fatto cristallizzare dall'acqua il clorammonio del Vesuvio osservò in alcune cristallizzazioni « piccoli corpi a foggia di cubi, ma in iscarsissimo numero: dalla quale osservazione si può raccogliere, che nel nostro sale Vesuviano vi sia dispersa qualche piccola porzione del nitro, e del sal marino; ecc. »

[2]) Grotthus (cfr. (4) pag. 283) ascrisse erroneamente al carbonato di rame la colorazione verde di alcune varietà di alite.

in generale domina quest'ultimo minerale, pur non mancando campioni nei quali il cloruro di sodio si presenta quasi puro [1]).

Giacitura. L'alite e la silvite si rinvengono nelle fumarole a sali di potassio e di sodio (vedi pag. 20), insieme all'aftitalite ed a varî composti di rame e di piombo. Raramente il cloruro di sodio e quello di potassio sono quasi puri. Incrostazioni di silvite pressochè pura sono state descritte, oltre che da Smithson, da A. Müller (7); alite senza mescolanza di altri sali è ricordata da Scacchi (8). Nel 1880 furono raccolti da Johnston-Lavis sull'orlo S.W. del cratere del 1872 cubi di alite con le facce conformate a tramoggia, raggiungenti fino 5 mm. di lato ed altri, invece, con le facce piane e regolari. I blocchi proiettati dalle esplosioni vulcaniane sono generalmente impregnati di cloruri alcalini, dovuti, come giustamente dice Lacroix (14), all'azione di fumarole profonde ad alta temperatura: anche le ceneri ne contengono una certa quantità.

Nei blocchi rigettati talvolta l'alite e la silvite si presentano in bei cristalli. Celebre è diventato il blocco di leucotefrite rossastra, bollosa, ricco di grandi cavità, trovato da Lacroix ((11) e (14)) dopo l'eruzione dell'aprile 1906 e nel quale egli per il primo determinò la silvite in cubi a facce ora piane, ora spezzettate, che raggiungono e perfino superano i 2 cm. di lato. Questa silvite è di rado incolora e trasparente, per lo più è opalescente e un po' azzurrastra: esaminata per trasparenza appare giallastra, come ha notato Spencer (15): al microscopio quest' ultimo ha stabilito che il pigmento giallo è disposto in zone parallele alle facce del cubo. Insieme ai cristalli di silvite se ne trovano altri, pure grandi, trasparenti, incolori o leggermente giallastri di alite, presentanti talvolta le facce di {111} insieme a quelle del cubo. I cristalli di alite non si trovano soltanto sopra quelli di silvite, come riferisce Lacroix, ma, invece, anche frammischiati a quelli di quest'ultimo minerale, il che spiega bene l'errore di Johnston-Lavis (12) che aveva considerato la miscela di silvite e di alite come una sostanza unica. In un altro blocco del 1906 Lacroix (14) ha osservato la silvite in ottaedri. Blocchi analoghi a quelli descritti da Lacroix devono essere stati rigettati dal Vesuvio anche in altre eruzioni: uno trovato nel 1861 e descritto da me (13) è formato di leucotefrite rossastra e contiene cristalli cubici di silvite uguali sotto tutti gli aspetti, salvo le dimensioni minori (non superano i 5 mm.), a quelli dell' ultima eruzione. Sono opalescenti e leggermente azzurrastri, non tappezzano soltanto le geodi, ma formano anche, come nel blocco di Lacroix, una specie di glaçage sulle pareti delle geodi. Alla silvite sono uniti cubetti di alite, e nei punti dove non si hanno cristalli, ma incrostazioni, queste sono formate da una miscela intima di due cloruri, ed in alcuni di esse il cloruro di sodio è dominante.

CLORAMMONIO NH_4Cl

(Sale ammoniaco, Salmiaco)

1. 1705. N. Lémery, Histoire de l'Acad. Roy. des Sciences de Paris, pag. 66 della Histoire.
2. 1738. F. Serao, Istoria dell' incendio vesuviano accaduto nel mese di maggio dell'anno 1737, pag. 147 della 5ª ed.
3. 1765. Fougeroux de Bondaroy, Histoire de l'Acad. Roy. des Sciences de Paris, pag. 271 delle Mémoires. Vedasi anche 1766, pag. 93.
4. 1794. S. Breislak e A. Winspeare, Memoria sull'eruzione del Vesuvio accaduta la sera de' 15 giugno 1794, pag. 60.
5. 1794. D. De Tommasi, Esperienze ed osservazioni del sale ammoniaco vesuviano.

---

[1]) La Cava (6) ricorda di aver raccolto al Vesuvio nell' agosto 1840 dei cristalli cubici di alite, risultati puri all'analisi, che avevano splendore adamantino, ma che poi erano divenuti appannati mentre sulla loro superficie si era formata un'abbondante efflorescenza. La pretesa purezza di quei cristalli mi sembra, però, assai problematica.

6. 1802. M. Klaproth, Beiträge zur chemischen Kenntnis der Mineralkörper, III, 89.
7. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 371.
8. 1834. L. Pilla, Bullettino geol. del Vesuvio ecc., N. 5.
9. 1835. H. Abich, Bulletin soc. géol. de France, VII, 98.
10. 1839. L. Pilla, Progresso XXII, 28.
11. 1839. T. Monticelli, Appendice al Prodromo della Miner. Vesuviana, pag. 15.
12. 1841. R. A. Philippi, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 59.
13. 1844. T. Monticelli, Atti R. Accad. delle Scienze di Napoli, V, 179. Memoria letta il 2 dicembre 1834.
14. 1848. G. Sillem, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 386.
15. 1850. A. Scacchi, Rendiconto R. Accademia delle Scienze di Napoli, pag. 28.
16. 1855. A. Scacchi, Memoria sullo incendio vesuviano del mese di maggio 1855 ecc., pag. 184.
17. 1857. A. Ranieri, Liebig's Annalen, CIV, 338.
18. 1858. A. Weisbach, Ueber die Monstrositäten tesseral krystallisierender Mineralien. Freiberg.
19. 1859. G. Guiscardi, Annali R. Osservatorio Vesuviano, pag. 69.
20. 1861. G. Guiscardi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 59.
21. 1862. R. Napoli, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 239.
22. 1867. L. Palmieri, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 83.
23. 1879. G. A. Kenngott, Vierteljahrsch. der Naturforsch. Gesellschaft in Zürich, XV.
24. 1873. L. Palmieri, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 47.
25. 1873. L. Palmieri, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 92.
26. 1874. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, VI, N. 9, pag. 28.
27. 1900. R. V. Matteucci, Compt. rend., CXXXI, 963.
28. 1905. E. Comanducci e L. Pescitelli, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli.
29. 1906. E. Comanducci e M. Arena, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli.
30. 1906. A. Brun, Archives Sc. phys. natur. Genève, XXII, 100.
31. 1906. P. D. Quensel, Centralblatt für Min. Geol. u. s. w., pag. 499.
32. 1906. J. Stoklasa, Berichte d. d. chem. Gesellsch., XXXIX, 3531.
33. 1906. G. Kernot, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 449.
34. 1907. F. Slavík, Bulletin intern. de l'Acad. des Sciences de Bohême. (Estratto).
35. 1907. A. Lacroix, Bulletin Soc. franç. de Minér., XXX, 260.
36. 1908. V. Goldschmidt e R. Schröder, Zeitsch. für Kryst., XLV, 221.

Le prime ricerche chimiche che hanno stabilito l'esistenza tra le produzioni del Vesuvio del cloruro d'ammonio sono dovute a Lémery (1), il quale deve, però, aver sperimentato su una mescolanza di questo sale e di alite. Serao (2) si occupò a lungo delle proprietà di questo minerale, studiandolo anche in confronto col sale ammoniaco ordinario: tuttavia non si curò di determinarne i costituenti, dimodochè l'affermazione di Serao che il sale da lui esaminato «certamente è Armoniaco» non poteva eliminare ogni dubbio. È merito di Fougeroux de Bondaroy (3) l'aver riconosciuta l'identità del cloruro di ammonio vesuviano con quello della Solfatara e di aver dimostrato che questo si compone di alcali volatile e di acido del sal marino e che è «entièrement semblable au sel ammoniac ordinaire».

Sistema cristallino: cubico (classe pentagono-icositetraedrica).

Che il clorammonio vesuviano appartenga veramente alla classe suddetta come già era stato dimostrato da Tschermak per i cristalli artificiali è stato riconosciuto da Goldschmidt e Schröder (36), i quali sulle facce {100} dei cristalli formatisi sulla lava di Boscotrecase del 1906 hanno osservato una fine striatura secondo due direzioni perpendicolari tra loro e parallele agli spigoli di combinazione del cubo con le facce *alterne* della forma {321}, che ha sviluppo oloedrico.

Forme: *c*}100{ *d*}110{ *p*}111{ *q*}211{ *x*}321{.

Uno studio molto accurato (ed anche il primo in ordine di tempo) delle forme cristalline del clorammonio vesuviano fu eseguito nel 1794 da Breislak (4) sui cristalli formatisi sulla lava di quella eruzione. Breislak riconobbe *dq* e descrisse non soltanto i cristalli con sviluppo normale, ma anche varî aspetti di quelli irregolarmente accresciuti. Pilla (10) nel clorammonio dell'eruzione del 1834 osservò *c*, *q*, in quello del 1839 *d*, *q*: in quest'ultimo Philippi (12) rinvenne anche *p*: Monticelli (11) in ambedue *dq*. Nel clorammonio della lave del 1850 Scacchi (15) trovò *c*, *d*, in quello del 1855 (16) *d*, *q*.

Nei cristalli del 1868 e del 1872 lo stesso Scacchi (26) osservò *cdqx*, mai l'ottaedro, in quelli del 1869 Kenngott (23) notò *dq*. Nel clorammonio della lava del 1906 Slavik (34) e Lacroix (35) determinarono *cdq*, Goldschmidt e Schröder anche *x*. Queste stesse forme ho osservato anch'io, e, quantunque abbia esaminato un materiale piuttosto ricco, non ho mai rinvenuto la minima traccia di facce dell'ottaedro, sicchè l'esistenza di questa forma, che sarebbe stata trovata soltanto da Philippi, nel clorammonio vesuviano è per lo meno molto dubbia.

Le combinazioni finora note sono le seguenti:

c Pilla, Scacchi ((15), (26)).
d Breislak, Pilla, Philippi, Monticelli, Scacchi ((15), (16), (26)).
q Pilla, Monticelli, Philippi, Weisbach, Scacchi (26).
dq Breislak, Monticelli, Philippi, Scacchi ((16), (26)).
cd Scacchi (15).
cq Scacchi (26), Slavík, Goldschmidt e Schröder.
cqd Slavík.
cqx Scacchi (26), Goldschmidt e Schröder.
cqdx Goldschmidt e Schröder.

I cristalli conformati regolarmente presentano habitus o dodecaedrico o trapezoedrico, più raramente cubico. Quest'ultimo è stato più frequente nel clorammonio del 1906, nel quale Goldschmidt e Schröder hanno trovato anche cristalli con *q* e *x* pressochè in equilibrio. Molto più comuni, però, sono quelli non isometricamente accresciuti, nei quali le diverse forme non hanno che una parte delle loro facce e, contemporaneamente o non, si ha allungamento del cristallo in una data direzione. Ne risultano dei cristalli che simulano assai bene la simmetria di altri sistemi, e che presentano habitus trigonale-scalenoedrico, tetragonale od anche rombico, prescindendo, naturalmente, dalle modificazioni affatto irregolari della forma ideale.

I cristalli con habitus trigonale sono molto frequenti, ed erano noti già a Pilla (10), il quale in seguito all'eruzione del 1839 aveva raccolto dei rombododecaedri, allungati secondo un asse ternario, come quelli della sodalite, specialmente pneumatolitica. Cristalli pseudotrigonali nei quali domina od è presente soltanto }211{ sono stati descritti e figurati da Weisbach (18), dell'eruzione del 1850, da Scacchi (26) di quelle del 1868 e del 1872, da Slavík (34) del 1906. Come ha notato quest'ultimo, nelle combinazioni pseudotrigonali il cubo può prendersi come romboedro fondamentale, }110{ come la combinazione di }$0\bar{1}12${ e di }$11\bar{2}0${, }211{ di }$10\bar{1}4${, }$12\bar{3}2${, e }$10\bar{1}0${. In generale i due romboedri ottusi mancano, e la combinazione cubica }100{ }110{ }211{ appare analoga a quella di uno scalenodro col romboedro fondamentale e coi due prismi esagonali, dei quali ora domina il diretto, ora l'inverso.

Le forme pseudotetragonali del clorammonio erano note già a Breislak (4), il quale ne descrisse due alle lettere D e E, pg. 60 del suo lavoro. Slavík (34) tra i cristalli del 1906 ne ha trovati alcuni, rari, nei quali quattro facce del rom-

bododecaedro formavano il prisma {110} ed erano grandi, mentre le altre otto, che potevano considerarsi come la bipiramide {101} erano molto più piccole: del trapezoedro {211} sedici facce, apparenti come una bipiramide ditetragonale, avevano grandezza abbastanza considerevole, e le altre otto, che corrispondevano ad una bipiramide {112}, erano più piccole. Del cubo non esistevano che le due facce {001} e {00$\bar{1}$}.

Lo stesso Slavík ha distinto, sempre fra i cristalli del 1906, alcuni con habitus pseudorombico, determinato da allungamento secondo uno spigolo [001 : 112].

Cristalli geminati sono stati descritti ed osservati per la prima volta da A. Scacchi, il quale sulla lava del 1850 rinvenne (15) dei rombododecaedri geminati a penetrazione, analoghi a quelli della sodalite. In seguito (26) lo stesso Scacchi descrisse i geminati secondo la legge: asse di geminazione la normale ad una faccia di ottaedro, che erano formati o da due cristalli cubici o, più di frequente, da due trapezoedri, talvolta combinati al rombododecaedro con facce estese. Scacchi ha osservato anche, sulla lava del 1868 e del 1872 dei geminati secondo la legge: asse di geminazione la normale ad una faccia di {211}.

Molto interessanti sono dei gruppi formati da due cristalli cubici ridotti laminari a causa del grande sviluppo di due facce parallele del cubo, uniti in modo da sembrare geminati secondo la legge: asse di geminazione la normale ad una faccia di {210}. Però, dalle misure prese da Scacchi in otto cristalli, risulta che due soli si accordano con questa ipotesi, mentre per altri si dovrebbe prendere, per asse di geminazione, la normale a {320}. Ma anche così facendo non si ha accordo soddisfacente tra le misure ed il calcolo, e la grande variabilità dell'angolo $\underline{cc}$ (51°30'-70°28' secondo Scacchi) mi fa credere probabile che non si tratti di una vera geminazione, essendo troppo forte la distanza fra i due valori estremi trovati da Scacchi per poterla spiegare, come egli ha fatto, con la poliedria delle facce *c*.

Le facce dei cristalli di clorammonio sono sovente piane e splendenti, in qualche caso (specialmente nel 1855) conformate a tramoggia.

Oltre che in cristalli, il clorammonio si rinviene in croste, mescolato ai cloruri ed ai solfati di sodio e di potassio.

Incoloro e trasparente o biancastro e opaco: alcune volte è grigiastro. Come ha constatato Lacroix (35) nel 1906, i cristalli limpidi ed incolori estratti molto caldi dalle fumarole e lasciati bruscamente raffreddare all'aria decrepitano, si fessurano o si spezzano e diventano opachi [1]). Sovente il clorammonio è colorato in giallo più o meno vivo, e questa varietà fu osservata già da Spallanzani [2]). Breislak nel 1794 [3]) riconobbe che questo colore era dovuto al ferro, e Klaproth nella

---

[1]) Lacroix ritiene che si tratti di un fenomeno puramente meccanico, anzi che di un cambiamento di stato, che egli non è riuscito a mettere in evidenza. Io ritengo assai più probabile quest'ultima ipotesi, tanto più che è nota l'esistenza di una seconda modificazione, pure cubica, del cloruro d'ammonio, stabile soltanto a temperatura elevata. (Cfr. Groth, *chemische Krystallographie* I, 137).

[2]) *Viaggi alle Due Sicilie* etc. I, pg. 9.

[3]) Sul clorammonio del 1794 eseguì numerose esperienze il De Tommasi (5), il quale accertò in esso l'esistenza di una tenue quantità di ferro. È curioso che il De Tommasi concluse le sue ricerche affermando che il clorammonio vesuviano differisce da quello commerciale perchè « l'alcali volatile e l'acido muriatico che si ottengono dal nostro Sal' ammoniaco vulcanico sono più elastici »

varietà gialla della stessa eruzione stimò il contenuto in ferro appena a $^1/_8$ %. Quantunque si fosse generalmente riconosciuto che la sostanza colorante era cloruro ferrico, pure a taluni non riuscì il rinvenirlo. L'esistenza di questo elemento fu definitivamente accertata da Scacchi (26) con l'analisi chimica e da Palmieri (25) con quella spettroscopica. In qualche caso, però, il pigmento giallo più o meno scuro, che può anche diventare fuligginoso e nericcio, è costituito da sostanza organica; già Monticelli (13) aveva osservato che il clorammonio giallo d'ambra dell'eruzione dell'agosto 1833 lasciava, se veniva riscaldato, un deposito bruno carbonioso: cristalli analoghi sono stati descritti più tardi da Scacchi (26), e Lacroix (35) ha ammesso che anche alcuni cristalli gialli del 1906 sono colorati da prodotti idrocarbonati.

Comp. chimica. NH_4Cl.

Klaproth (6) nel clorammonio distintamente cristallizzato del 1794 dimostrò l'assenza di solfati e stabilì a $^1/_2$ % la quantità di alite commista: in una varietà meno ben cristallizzata questo sale era più abbondante.

In una varietà polverosa del 1850 Scacchi (15) trovò un po' di cloruro di magnesio: secondo Guiscardi (19) il clorammonio giallo del 1850 ed un campione del 1857-1859 danno la reazione del titanio ed il primo anche dell'acido borico. Palmieri (24) ha scoperto allo spettroscopio il tallio nelle varietà poco cristallizzate e giallicce.

Nel tubo chiuso sublima: riscaldato con una soluzione di idrato potassico svolge ammoniaca.

Giacitura. Il clorammonio si produce sopratutto nelle fumarole delle lave, e più specialmente in quelle parti delle correnti laviche che hanno raggiunto la parte bassa del cono, dove esistono terreni coltivati. Nelle parti alte delle lave le fumarole a cloruro di ammonio vanno facendosi sempre più rare e finiscono col mancare completamente. Non si deve, però, credere che il clorammonio non si formi mai dove non esiste vegetazione: al contrario, molti anni fa Palmieri (22) ricordava di aver trovato dei prodotti ammoniacali entro uno dei crateri del 1861 e di aver raccolto nel febbraio 1867 sulle scorie di una fumarola della cima del gran cono croste che davano la reazione dell'ammoniaca. Nel 1900, poi, il 13 maggio, nell'eruzione esplosiva del Vesuvio, Matteucci (27), vide cadere intorno a sè dei lapilli ricoperti da clorammonio e delle scorie con una patina lucente di silvestrite. In seguito all'eruzione del 1906, Brun (30), Quensel (31), Stoklasa (32), Comanducci e Arena (29) Kernot (33) trovarono composti ammoniacali nelle ceneri lanciate dal Vesuvio: già prima Comanducci e Pescitelli (28) ne avevano rinvenuti nella cenere caduta in Napoli la notte del 2 ottobre 1904. Stoklasa, inoltre, accertò l'esistenza dell'azoto anche nelle lave a 900 m. sul livello del mare, nei blocchi rigettati, ecc.

Per quel che riguarda l'origine del clorammonio vesuviano [1]), Monticelli e Covelli (7) si limitarono a porre il quesito: « si forma esso alla superficie de' fummaioli, mediante la reazione scambievole degli agenti vulcanici su l'azoto dell'aria atmosferica, oppure viene per sublimazione dall'interno delle lave? » Abich (9), fondandosi appunto sulla supposta mancanza del clorammonio nelle fumarole delle lave che non avevano attraversato del terreno posto a cultura, fu di avviso che quel minerale provenisse dalle piante e dalle altre sostanze organiche distrutte dalla lava. Questa ipotesi fu subito accolta da Pilla (10) e, dopo che Bunsen [2]) giunse alla stessa conclusione per il clorammonio della Hekla, generalmente accettata. In Napoli fu difesa, in seguito, specialmente da Ranieri (17), il quale osservò che la lava del 1850 aveva prodotto abbondante clorammonio dove era passata sul terreno coltivato, mentre di quella sostanza non esistevano che tracce nelle

[1]) Non si citeranno, all' infuori di alcuni indispensabili, che i lavori che si riferiscono al Vesuvio.

[2]) Liebigs Annalen, LXII, 8.

rare fumarole di quella parte della corrente lavica che era passata sulla lava del 1834. Il Ranieri giunse, anzi, fino a ritenere che questo poco cloruro d'ammonio potesse dipendere, almeno in parte, da sostanze azotate lasciate sulla lava del 1834 da animali, ecc., pur non escludendo in modo assoluto una influenza subordinata dell'ammoniaca dell'aria. Queste esagerazioni da un lato e gli studî di Angelot [1]) dall'altro, che sosteneva l'origine profonda dell'azoto dei composti azotati dei vulcani, produssero una reazione. Così Guiscardi (20) dall'aver trovato tracce di titanio e di boro in alcune varietà di clorammonio dedusse che questi elementi hanno influenza sulla produzione di questo minerale, e molto più nettamente Napoli (21) fu di avviso «che all'azoturo di titanio e di ferro prodotto ad alta temperatura negl'incendii del Vesuvio si potesse ricorrere per trovare una ricca sorgente di azoto, il quale azoturo decomposto dal gas acido idroclorico e dal vapore acquoso genera poi cloruro ammonico ed acido titanico». Napoli, anzi, cercò di realizzare quelle condizioni di temperatura, di vapor d'acqua e di acido cloridrico che possono agire sulle lave, e dalla polvere di queste, sole o mescolate all'azoturo di titanio, riuscì ad ottenere il clorammonio, il nitrito d'ammonio e del biossido di titanio. Queste esperienze, per altro, non riuscirono a rimettere in onore le dimenticate idee di Angelot, e, del resto, non potevano certo servire a spiegare la formazione di quantità considerevoli di clorammonio, perchè se questo composto si fosse formato a spese di un azoturo di titanio, questo elemento dovrebbe essere al Vesuvio ben più abbondante di quello che effettivamente sia. Così l'ipotesi di Abich rimase pressochè incontrastata, ad onta delle osservazioni già ricordate di Palmieri (22) e di Matteucci (27) sull'esistenza di clorammonio di origine indubbiamente profonda, ed è senza dubbio merito grande di Stoklasa (32) l'averla attaccata con poderosi argomenti e con numerose e delicate esperienze. Le quali, come ha ammesso anche Lacroix (35), dimostrano senza possibilità di dubbio, l'origine profonda almeno di gran parte dell'azoto del clorammonio vesuviano, pur non potendo negarsi che nella formazione di questo minerale abbia notevole importanza l'ammoniaca prodotta dalle piante distrutte dalla lava. È opportuno, infatti, ricordare che Bunsen dalla distillazione secca di un m.^{2} di prato ottenne una quantità di ammoniaca capace di produrre 223, 3 grammi di cloruro d'ammonio. Secondo Stoklasa l'azoto potrebbe trovarsi nel magma vulcanico combinato al silicio, all'alluminio, al calcio, al magnesio, ecc., allo stato di azoturo.

IDROFILITE $CaCl_2$

1. 1815. T. Monticelli, Descrizione dell'eruzione del Vesuvio avvenuta nei giorni 25 e 26 dicembre dell'anno 1813, 2ª ed. Opere dell'Abate Teodoro Monticelli, II, 38.
2. 1823. T. Monticelli e N. Covelli, Storia de' fenomeni del Vesuvio, avvenuti negli anni 1821, 1822 e parte del 1823, 2ª ed. Opere dell'Abate Teodoro Monticelli, II, 212, 270.
3. 1873. L. Palmieri, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, V, N. 17.
4. 1908. A. Lacroix, Bulletin de la Soc. franç. de minér., XXI, 261.

Nell'eruzione del 1813 Monticelli (1) raccolse sulle scorie un liquido che, analizzato dal Conti in Roma, risultò contenere 6,14 % di $CaCl_2$ [2]). L'esistenza di cloruro di calcio fu poi ammessa da Monticelli e Covelli (2) in parecchie delle mescolanze saline raccolte al Vesuvio tra il 1821 e il 1823. Palmieri (3) ritenne questo composto frequente al Vesuvio. Lacroix (4), infine, nel 1908 raccolse sulle fumarole a cloruri alcalini dell'eruzione del 1906 dei mammelloni bianchi costituiti da cloruri alcalini e da cloruro di calcio.

---

[1]) Bulletin Soc. géol. de France 1841, 179.
[2]) L'acqua saliva a oltre il 50 %.

In tutti i casi ricordati è assai verosimile, data la pressochè costante associazione del cloruro di calcio e di quello di potassio (e sodio), che nelle croste esaminate dagli studiosi indicati, sia stata presente non l'idrofilite $CaCl_2$, ma, invece, la clorocalcite $KCaCl_3$. In ogni caso, la presenza al Vesuvio del cloruro di calcio sotto forma mineralogica definita è lungi dall'essere dimostrata.

FLUORITE CaF_2

1. 1795. G. Thomson, Abbozzo di una classificazione de' prodotti vulcanici. Giornale Letterario di Napoli, XLI.
2. 1812. I. A. Monteiro, Annales du Muséum d'Histoire Natur. Paris, XIX, 171.
3. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 157.
4. 1844. T. Monticelli, Atti R. Accad. delle Sc. Fis. e Mat. di Napoli, V, 141. Memoria letta il 19 giugno 1832.
5. 1878. P. Groth, Die Mineralien-Sammlung der Kaiser-Wilhelms-Universität Strassburg, pag. 18.
6. 1885. E. Scacchi, Rendiconto R. Accad. delle Sc. Fis. e Mat. di Napoli, pag. 314.
7. 1889. A. Scacchi, Catalogo dei minerali e delle rocce vesuviane ecc., pag. 8.

Il Thomson (1) tra le « sostanze avventizie o parasitiche, sviluppate dal seno della lava e condensate sulla superficie della medesima o dei corpi vicini » ricorda anche la fluorite: l'esistenza di questo minerale al Monte Somma fu in seguito confermata da Monteiro (2) e da Monticelli e Covelli (3).

Sistema cristallino: cubico.

Forme: *o*}111{.

Monticelli e Covelli oltre ai cristalli ottaedrici ne ricordano altri nei quali a }111{ è unito }110{ ed alcuni cubici: io, però, non ho trovato altre forme che l'ottaedro: soltanto taluni cristalli a facce curve e spigoli arrotondati simulavano la combinazione }111{ }110{, mentre in realtà non era presente che il solo ottaedro. Il cubo ed il rombododecaedro sono da considerarsi, quindi, come molto incerti, tanto più che nemmeno A. Scacchi (7) li ha mai osservati.

I cristalli di fluorite del Monte Somma hanno, per lo più, sviluppo modello, ma specialmente quelli piccoli delle sanidiniti sono qualche volta più o meno tabulari secondo due facce parallele dell'ottaedro. Molto di rado s'incontrano cristalli con le facce curve e spigoli arrotondati, che raggiungono 8 mm. nella maggiore dimensione.

Sfaldatura perfetta secondo le facce dell'ottaedro.

Per lo più è incolora e trasparente ovvero bianchiccia e opalina: qualche volta è superficialmente verdognola o rossiccia. Le anomalie ottiche non sono, nei cristalli da me studiati, molto pronunciate.

Comp. chimica. CaF_2.

Secondo Monticelli e Covelli la fluorite del Monte Somma riscaldata alla fiamma esterna del cannello emana luce verdognola: con acido solforico svolge acido fluoridrico.

Giacitura. Al Monte Somma la fluorite si trova sopratutto nei blocchi di sanidiniti, e più spesso in quelle che contengono anche hjortdahlite (guarinite) e zircone. Si rinviene anche nelle geodi delle sanidiniti pneumatolitiche, le cui pareti sono formate da idocrasio quasi nero e da anfibolo nero in piccoli cristalli: in esse la fluorite è accompagnata da poca sodalite e nefelina. Aggregati di cristallini ottaedrici ho osservato in un blocco formato quasi esclusivamente di granato scuro con poco pirosseno, che è probabilmente quello stesso descritto molti anni fa da Monticelli (4) [1]. Raramente si incontra

---

[1]) « Si è trovata una bomba del diametro di un palmo e mezzo la quale è formata di granati impastati ed abbondantemente inframmezzati di calce fluata, cristallizzata e amorfa (!) ».

la fluorite nelle geodi dei blocchi calcarei più o meno metamorfosati; in uno di questi, con idocrasio e mica, sono stati trovati i cristalli a facce curve già ricordati: Groth (5) ha descritto un ottaedro incoloro, accompagnato da mica e wollastonite, in un blocco di calcare grigio-verdastro: cristallini abbastanza grandi ho osservato in un blocco ad humite, pirosseno giallo e mica bruna. Fluorite pneumatolitica è stata osservata da E. Scacchi (6) in forma di piccoli ottaedri trasparenti, accompagnati da apatite e vesbina, sulle pareti di una cavità di una lava delle vicinanze di Pollena, che dalle persone addette a cavarla è stato assicurato essere quella del 1872. È, però, più probabile, data la presenza della vesbina, che si tratti di lava fluita nel 1631.

SELLAITE MgF_2

(Belonesia, belonesite)

1. 1883. A. ed E. Scacchi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli. pag. 281.
2. 1886. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, V, N. 1.
3. 1907. A. Lacroix, Nouvelles Archives du Muséum, (4ème) IX, 69 nota 41.
4. 1909. F. Zambonini, Rendiconto R. Accad. Lincei. (5a) XVIII. 1° sem. 305.

Osservata per il primo da A. Scacchi, che la considerò come un minerale nuovo e la chiamò *belonesia*, perchè si presenta in aghetti. Io ne ho dimostrato l'identità con la sellaite (4).

Sistema cristallino: tetragonale.

Dall'angolo (110):(111) = 46°57' (Scacchi) segue $a:c = 1:0{,}6595$, un valore, cioè, vicinissimo a quelli che Strüver [1] e A. Sella [2] hanno trovato per la sellaite di Gebroulaz. Le misure da me eseguite, e che confermano quelle di Scacchi, concordano così bene con i valori teorici di A. Sella [3], che il calcolo di costanti speciali per la sellaite del Vesuvio si dimostra del tutto inutile.

Forme: *a*{100} *m*{110} *s*{111} *z*{756}.

Le tre prime forme sono state osservate già da Scacchi: io ho rinvenuto, inoltre, anche *z*{756}, che è nuova per la sellaite in genere.

Le combinazioni note sono due sole: *ams* e *amsz*.

I cristalli di sellaite del Vesuvio sono prismatici secondo l'asse *c* ed hanno l'aspetto di aghetti. Ordinariamente presentano la combinazione *ams*, col prisma *m* più esteso dell'altro: non di rado, però, i due prismi *a* e *m* hanno grandezza poco diversa. Caratteristico è il fatto che {111} non ha mai tutte le sue facce, ma, di solito, all'estremo libero dei cristalli non ne mostra che una sola o, tutt' al più, due. Alle volte, i cristalli di sellaite sono vuoti nell'interno, fenomeno frequente, come è noto, nei minerali pneumatolici del Vesuvio, di Stromboli, ecc. In un solo cristallo (Fig. 3) ho osservato una faccia della nuova forma {756} che ha fornito esatte misure:

$(\bar{1}\bar{1}1):(5\bar{7}6) =$ 6°19' mis. 6°29' calc. (con le costanti di Sella $a:c = 1:0{,}6596$)
$(\bar{1}\bar{1}0):(5\bar{7}6) =$ 83 40 » 83 31 » » » » »

Fig. 3.

[1] Atti R. Accad. delle Scienze di Torino, 1868, IV, 35.
[2] Memorie R. Accad. Lincei, 1887, IV, 455.
[3] Io ho trovato per esempio:

(100):(111) = 61° 9' mis. 61° 9' calc.
(110):(111) = 46 59 » 46 59 ½ »

Lacroix (3) ha osservato sfaldatura secondo le facce del prisma dominante, io ho potuto constatare che avviene parallelamente ad ambedue i prismi *a* e *m*.

La birifrazione è, come trovò già Lacroix (3), positiva: la rifrazione è assai bassa, come risulta dagli indici di rifrazione da me determinati

$$\omega_{Na}\ 1.3775 \qquad \varepsilon_{Na}\ 1.3889 \qquad (\varepsilon - \omega)_{Na} = 0.0114$$

assai prossimi a quelli della sellaite di Gebroulaz.

La sellaite del Vesuvio è quasi sempre incolora (non bianca come scrisse Scacchi), trasparente e possiede un vivo splendore vitreo.

La durezza è 5 (Scacchi). Per il peso specifico io ho ottenuto, col metodo della sospensione, 2,96 a + 12° C.

Comp. chimica. MgF_2.

Scacchi ritenne la belonesite costituita da molibdato di magnesia, e rispondente probabilmente alla formula $MgMoO_4$. Io, però, ho avuto risultato negativo nella ricerca del molibdeno, e positivo, invece, in quella del fluoro e del magnesio.

La sellaite del Vesuvio al cannello fonde: l'acido cloridrico non l'intacca. È decomposta dall'acido solforico, con formazione di solfato di magnesio e sviluppo di acido fluoridrico.

Giacitura. Scoperta da A. Scacchi in un frammento di antica roccia vulcanica inviluppato nella lava del 1872. Questo blocco rigettato e caduto nella lava doveva avere il diametro di circa mezzo metro, ed era un conglomerato nel quale predominavano i frammenti di leucotefrite. Gran parte del conglomerato era stata soggetta a fusione, dando origine ad una sostanza di aspetto smaltoideo, di colore tra il rosso-bruniccio ed il lilla. Nelle druse e nelle piccole cavità miarolitiche si sono depositati parecchi minerali di formazione pneumatolitica (ematite, gesso, anidrite, mica, sellaite e wagnerite, (criofiolite)). Di questi il più abbondante è l'anidrite, e, certo, non è privo di importanza che sia a Greboulaz in Savoia, che al Vesuvio, la sellaite sia stata rinvenuta associata alla anidrite, ad onta della completa diversità genetica dei due giacimenti [1]). Nel blocco del 1872 si nota anche una sostanza terrosa, gialla, nella quale Scacchi rinvenne dei piccolissimi cristallini trasparenti, che non potè caratterizzare nemmeno al microscopio, e che suppose costituissero « un fluoruro di magnesio ». Con l'esame microscopico, io ho potuto facilmente stabilire l'identità di quei cristallini con la belonesite e, quindi, con la sellaite.

CLOROMAGNESITE $MgCl_2 . nH_2O$?

1. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 123.
2. 1835. L. Pilla, Lo Spettatore del Vesuvio e dei Campi Flegrei.
3. 1855. A. Scacchi, Memoria sullo incendio vesuviano del mese di maggio 1855, ecc., pag. 182.
4. 1874. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, VI, N. 9, pag. 44.

Monticelli e Covelli (1) ricordano il cloruro di magnesio meccanicamente combinato con i sali delle fumarole e specialmente coi cloruri alcalini. Pilla (2) nel luglio 1832 lo riosservò, insieme al cloruro sodico, nelle croste della parete interna settentrionale del cratere. A. Scacchi constatò la presenza di questo composto in alcune miscele di sali dell'eruzione del 1855 e poi di quella del 1872, e propose di chiamarlo *cloromagnesite*. Benchè non l'avesse mai rinvenuta sotto forma mineralogica distinta, Scacchi assegnò alla cloromagnesite la formula $MgCl_2 . nH_2O$, che è da considerarsi ipotetica. Non è improbabile che il cloruro di magnesio formi coi cloruri alcalini dei sali doppî, anzichè restare allo stato libero nelle fumarole.

---

[1]) A Gebroulaz la sellaite rappresenta, con tutta probabilità, un deposito da soluzioni.

LAWRENCITE $FeCl_2$

1. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 96.

Monticelli e Covelli hanno rinvenuto il cloruro ferroso, mescolato col cloruro di sodio e con quello di ammonio, in certe lunghe stalattiti fistolose sospese alle bocche del cratere prima dell'eruzione dell'ottobre 1822. Il cloruro ferroso non si è trovato, però, finora, al Vesuvio sotto forma mineralogica distinta.

SCACCHITE $MnCl_2$

1. 1823. T. Monticelli e N. Covelli, Storia dei fenomeni del Vesuvio avvenuti negli anni 1821, 1822 e parte del 1823, pag. 269 dell'ediz. del 1842.
2. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 101.
3. 1855. A. Scacchi, Memoria sullo incendio vesuviano del mese di maggio 1855, ecc., pag. 181.
4. 1869. Adam, Tableaux minéralogiques, pag. 70.
5. 1873. A. Cossa in L. Palmieri, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 48.
6. 1874. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, VI, N. 9, pag. 38.
7. 1907. A. Lacroix, Bulletin de la Société franç. de Minér., XXX, 245.

Monticelli e Covelli hanno trovato il cloruro di manganese mescolato con i sali delle fumarole dopo l'eruzione del 1822: un sale di aspetto butirroso, bianco, era formato da questo composto con pochissimo cloruro di sodio e di potassio: Scacchi (3) l'osservò in piccola quantità in alcune croste saline bianche, formate quasi esclusivamente di cloruri alcalini, dell'eruzione del 1855, ed in seguito (6) insieme alla clorocalcite: pure mescolato ai cloruri alcalini in alcuni blocchi rigettati del 1906 l'ha rinvenuto Lacroix (7). Cossa (5) lo ha trovato in quantità relativamente grande nel liquido prodottosi per deliquescenza da alcune bombe con ematite dell'eruzione del 1872. Adam (4) ammise che il cloruro di manganese del quale hanno parlato Monticelli, Covelli e Scacchi formi un minerale a sè, e propose di chiamarlo *Scacchite*, in onore di Arcangelo Scacchi. Finora, però, il cloruro di manganese non si è rinvenuto al Vesuvio come specie distinta.

Mescolato ai sali delle fumarole, Monticelli e Covelli ((2), pag. 103) riferiscono di aver trovato anche il « percloruro di manganese », ma l'instabilità di questo composto dimostra senz'altro che la loro osservazione è errata.

COTUNNITE $PbCl_2$

1. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 47.
2. 1850. A. Scacchi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze di Napoli, pag. 15.
3. 1852. W. Miller, Phillips Mineralogy, pag. 616.
4. 1858. A. Scacchi, Bulletin de la Soc. géol. de France, XV, 376.
5. 1873. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, V, N. 3, pag. 37.
6. 1874. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, VI, N. 9, pag. 38.
7. 1907. F. Zambonini, Rendiconti R. Accad. Lincei, (5^a) XVI, 1^0 sem. 975.
8. 1907. P. Rossi, Rendiconti R. Accad. Lincei, (5^a) XVI, 2^0 sem. 630.
9. 1907. A. Lacroix, Bulletin de la Soc. franç. de Minér., XXX, 226.

Scoperta al Vesuvio da Monticelli e Covelli (1), che la chiamarono *cotunnia* in onore di Domenico Cotugno, « Nestore de' medici napolitani ».

Sistema cristallino: rombico.

$$a:b:c = 0{,}5947:1:1{,}1855 \text{ Zambonini}$$

Queste costanti sono state dedotte da molte misure eseguite sui cristallini bellissimi delle fumarole del 1907. Sono, in realtà, vicinissime a quelle che Schabus e Stöber [1]) hanno stabilito per i cristalli artificiali di cloruro di piombo, ma mi son deciso a calcolare delle costanti speciali per la cotunnite vesuviana perchè i valori da me trovati per i diversi angoli hanno presentato differenze sempre dello stesso segno da quelli calcolati da Schabus e da Stöber, sicchè mi è sembrata indubbia l'esistenza di una lieve diversità fra i valori angolari della cotunnite vesuviana e di quella artificiale. Se la differenza sia dovuta, poi, al diverso modo di formazione (per sublimazione diretta al Vesuvio, per soluzione, invece, nel caso dei cristalli studiati da Schabus e da Stöber), ovvero alla traccia di fluoro che, pressochè costantemente (sempre, anzi, secondo Scacchi), è contenuta nella cotunnite del Vesuvio, non saprei decidere.

Forme [2]): *a*}100{ *b*}010{ *c*}001{ *v*}012{ μ}011{ *e*}101{ *q*}111{.

Tutte queste forme furono già osservate da Miller (3) nei cristalli, probabilmente, del 1822, ed io le ho ritrovate in quelli del 1907.

Le combinazioni note sono le seguenti:

be Zambonini.
bce Zambonini, Slavík.
bcμve Zambonini.
bcμveq Zambonini.
abcμveq Miller, Zambonini.

Sia i cristalli del 1907, che quelli più antichi, presentano sopratutto due tipi principali: tabulari secondo *b* ovvero prismatici ed allungati nella direzione dell'asse *a*. Ambedue questi tipi erano stati già notati da Monticelli e Covelli [3]) nei cristalli del 1822. Le sottili laminette romboidali ad angoli che sembrano di 60° e di 120° descritte da questi studiosi corrispondono, appunto, alla combinazione *be* e le loro lamelle esagonali alla *bce*, che è stata osservata nei cristalli del 1907 non solo da me, ma anche dal mio amico Slavík, come questi ha avuto la cortesia di comunicarmi [4]). La base è, in questi cristalli, sempre poco estesa, talvolta piccolissima, più spesso, però, come nella Fig. 4. Alcune volte questi cristalli presentano sviluppo anormale (Fig. 5), e possono anche essere vuoti nell'interno.

L'altro tipo è caratterizzato dallo sviluppo sensibilmente uguale o poco diverso

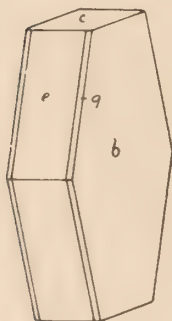
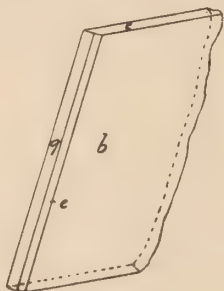
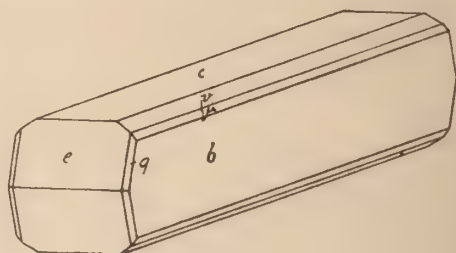



Fig. 4. Fig. 5. Fig. 6.

dei due pinacoidi }001{ e }010{ e dall'allungamento secondo l'asse *a* (Fig. 6).

---

[1]) Per tutte le notizie sui cristalli artificiali di cloruro di piombo si consulti Groth, *Chemische Krystallographie*, I, 219.

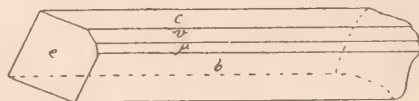
[2]) Per le lettere indicanti le diverse forme seguo Dana (*Mineralogy*, 6^ta^ Ediz., pag. 165).

[3]) Monticelli e Covelli riconobbero anche che i cristalli di cotunnite derivano dal « prisma romboidale ».

[4]) Slavík ha misurato esattamente l'angolo {101} : {$\bar{1}$01} ed ha ottenuto 126°43', mentre in base alle mie costanti si calcola 126°43'9": secondo Stöber, invece, si ha 126°44'46".

Nei cristalli di questo tipo formatisi nel 1907 assai spesso ho avuto occasione di notare una curiosa anomalia, per la quale le forme }011{, }012{ e }101{ non presentano che una sola faccia (Fig. 7).

Fig. 7.

Nella seguente tabella sono riuniti gli angoli misurati e quelli calcolati in base alle costanti sopra proposte.

	Misurati (media)	Calc.
(001) : (101)	63°21'40"	63°21'34,6"
(101) : ($\bar{1}$01)	126 43	126 43 9
(010) : (011)	40 8 40	40 8 55
(001) : (011)	49 51 15	49 51 5
(001) : (012)	30 40	30 39 26
(010) : (012)	59 20	59 20 34
(011) : (012)	19 11 45	19 11 39
(012) : (101)	67 18 30	68 18 42
(010) : (111)	62 2 ca [1])	62 0 23

Sfaldatura secondo }001{.

Più frequentemente che in nitidi cristalli, la cotunnite si trova sotto forma di aciculi isolati o in masserelle raggiate, bianche, ovvero in isquamette ed in laminette raggruppate, pure bianche, od in gruppi felciformi dello stesso colore. In tutti questi casi lo splendore è tendente al perlaceo o al setaceo, ma non di rado manca più o meno completamente. I cristallini nitidi descritti, che di solito non superano i **2** mm. e solo nel tipo prismatico raggiungono talvolta i **4-5** mm. nella direzione dell'asse *a*, sono incolori, trasparenti ovvero bianchi, translucidi e presentano uno splendore adamantino vivacissimo. Anche questi cristallini si riuniscono talvolta in gruppi felciformi, ovvero si dispongono in sottili gruppi di scheletri di cristalli isorientati, splendentissimi, a formare una patina esilissima sulle scorie o sulle ceneri delle fumarole. Spesso la cotunnite è di colore giallastro o verdastro, e questo è sopratutto il caso per quelle varietà globulari o coralloidi, spesso somiglianti alla gomma arabica, che non sono altro che cotunnite fusa, già descritte con tutta precisione e molti particolari da Monticelli e Covelli, i quali ne fecero una sottospecie, che chiamarono *piombo muriato corneo.*

Le proprietà ottiche della cotunnite vesuviana concordano con quelle dei cristalli artificiali studiati da Stöber. La birifrazione è positiva, il piano degli assi ottici è parallelo a }010{, la bisettrice acuta perpendicolare a }100{.

La cotunnite è rigata dall'unghia. Il peso specifico, secondo Monticelli e Covelli, è 1,897 per le lamelle, 5,2386 nei cristalli che hanno sofferto un primo grado di fusione, 5,336 per il piombo muriato corneo. Nel primo valore vi è senza dubbio un errore di stampa e gli altri due sono inesatti, perchè molto inferiori a quelli trovati nei cristalli artificiali (5,802, Schabus, 5,63 Brügelmann).

Comp. chimica. $PbCl_2$. Monticelli e Covelli non eseguirono analisi quanti-

[1]) }111{ presenta sempre faccette molto sottili e quindi dà misure meno esatte delle altre forme.

tativa della cotunnite, ma le proprietà del minerale da loro accuratamente descritte non lasciarono dubbio sull'esattezza della conclusione alla quale giunsero, che fosse, cioè, costituito da cloruro di piombo puro. A. Scacchi (5) ha analizzato la varietà fusa di colore giallo arancio (I) e quella bianca (II) formata da soffici laminette, rinvenute dopo l'eruzione del 1868.

	I	II
Pb	74.29	73.98
Cl	25.36	25.33
	99.65	99.31

Scacchi (5) trovò piccolissime quantità di fluoro nella cotunnite del 1822, del 1841, del 1855 e del 1878; in seguito (6), anche in quella formatasi dopo l'incendio del 1872.

Io (7) ho recentemente scoperto che la cotunnite vesuviana è fortemente radioattiva. Quella formatosi poco prima dell'aprile 1907 (epoca nella quale fu raccolta), aveva alla fine di maggio dello stesso anno una radioattività $= 1{,}1$, se si esprime con 1 quella del nitrato di uranile esaidrato. Anche la cotunnite del 1872 si dimostrò fortemente radioattiva. Secondo Rossi (8), le sostanze che attivano la cotunnite sono il Ra D, Ra E, Ra F.

La cotunnite si scioglie completamente nell'acqua (1 parte di cotunnite in 22 di acqua calda). Al cannello sul carbone fonde in un liquido bruno-rossiccio, spandendo fumi bianchi; impiegando la fiamma riducente si ottengono, infine, dei granuletti di piombo metallico.

Giacitura. La varietà fusa era stata osservata in piccola quantità da Monticelli e Covelli dopo l'eruzione del 1817, ma allora non fu studiata. In seguito essi la ritrovarono, insieme alla varietà cristallizzata, presso la grande apertura del 1822, in quantità considerevole. Nelle eruzioni posteriori la cotunnite si formò piuttosto scarsamente: più abbondantemente fu riosservata per la prima volta dopo il 1822 da A. Scacchi (4) sulla lava del 1855 raccoltasi nel fosso della Vetrana e che, dopo due anni e mezzo, aveva ancora una temperatura molto elevata. Scacchi (2) aveva notato la cotunnite già nel marzo 1840 presso la punta del Mauro. Questo minerale si riformò anche abbondantemente dopo le eruzioni del 1868 e del 1872, sia nelle fumarole delle lave che in quelle del cratere (Scacchi (5) e (6)). Dopo l'incendio dell'aprile 1906 la cotunnite si formò dapprima molto scarsamente e di rado sotto forma di distinti cristalli; di solito, invece, come esattamente scrisse Lacroix (9), in croste o in mammelloni cristallini, sia alla superficie delle scorie, sia in mezzo alle ceneri poco coerenti. In sul finire del dicembre 1906 e sopratutto dal gennaio 1907 nella parte alta del gran cono, in vicinanza dell'orlo del cratere, quasi di fronte alla Punta del Nasone, si cominciò a raccogliere la cotunnite in netti cristalli già descritta: secondo Lacroix (9) in queste fumarole la cotunnite si è trovata talvolta ricoperta da un minerale di colore verde-smeraldo riferito dubitativamente alla melanotallite, che ho avuto occasione di vedere anch'io (cfr. idromelano tallite).

Per le pseudomorfosi di cotunnite su galena vedasi a pg. 32.

PSEUDOCOTUNNITE $PbCl_2 . 2KCl$ o K_2PbCl_4

1. 1874. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, VI, N. 9, pag. 38.
2. 1906. F. Zambonini, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, (2ª) XIII, N. 8, pag. 11.
3. 1908. A. Lacroix, Bulletin de la Soc. franç. de Minér., XXXI, 261.

Scoperta e descritta da A. Scacchi (1) che la chiamò *pseudocotunnia* per indicare la sua somiglianza con la cotunnite.

Sistema cristallino: rombico.

Le proprietà cristallografiche della pseudocotunnite furono determinate al microscopio da me (2) per la prima volta sui cristalli formatisi dopo l'eruzione del 1906, ed i miei risultati furono confermati da Lacroix (3), che studiò dei cristalli artificiali, ottenuti dalla soluzione acquosa di talune sublimazioni vesuviane del 1907.

Gli aghetti di pseudocotunnite del 1906, talvolta lunghi fino 5 mm., al microscopio si mostrano formati da tanti cristallini disposti come i rami di un albero, spesso, invece, in posizione parallela. I singoli cristallini sono tabulari secondo un pinacoide, che si può prendere per }010{: allora le altre forme che limitano i cristalli (e che sono solo raramente visibili) avrebbero i simboli }*hko*{ e }*okl*{. Si ha, perciò, lo stesso aspetto dei cristalli di cerussite di Pelsöcz-Ardò studiati da Schmidt, con la differenza che quelli di pseudocotunnite sono sempre molto allungati secondo l'asse *c*. Gli aghetti della varietà bianca, più pura di pseudocotunnite del 1872 mi hanno permesso determinazioni più complete. Al microscopio risultano composti da tanti cristallini allungatissimi in associazione parallela, per lo più rotti ai due estremi, ma talvolta nettamente terminati ad uno di essi almeno. Sono sempre tabulari secondo un pinacoide, che in questo caso potrebbe considerarsi come }100{, e terminati dalle tracce di un }*okl*{ e di un }*hko*{. L'estinzione avviene sempre, come pure nei cristalli del 1906, parallelamente e perpendicolarmente alla direzione di allungamento, che è asse di minima elasticità. La birifrangenza è abbastanza forte. Esaminando i cristalli poggiati su }100{ in luce convergente non ho potuto scorgere alcuna immagine assiale.

La pseudocotunnite forma delle ciocche raggiate o delle esili crosticine, di colore giallastro e un po' verdastro se impure, bianco nel caso contrario, poco o niente splendenti. In alcuni campioni più puri si ha un lieve splendore setaceo.

Comp. chimica. K_2PbCl_4 o $PbCl_2 . 2KCl$, come ho dimostrato io in base all'analisi eseguita da Scacchi della varietà bianca più pura del 1872 ed al confronto con le proprietà stabilite da R. Lorenz e W. Ruckstuhl [1]) per il composto di quella formula ottenuto artificialmente. L'analisi di Scacchi, riferita al minerale secco a 110° e da me ricalcolata dopo aver sottratto la piccola quantità di sostanza insolubile, è riportato in I.

	Pb	K	Na	Ca	Cl	SO_4	Somma
I	43.04	17.13	1.55	2.18	36.25	tr.	100.15
II	47.65	18.97	—	—	33.38	—	100.00
III	48.45	18.34	—	—	33.21	—	100.00

Eliminando NaCl e $CaCl_2$, che rappresentano, probabilmente, delle semplici impurità, l'analisi di Scacchi dà i valori II, in buon accordo con quelli richiesti dalla formula K_2PbCl_4 (III) [2]).

Secondo Scacchi, la pseudocotunnite del 1872 contiene una traccia di fluoro.

Al cannello fonde facilmente e colora la fiamma in violetto. Sul carbone con carbonato sodico si ha riduzione a piombo metallico. Si scioglie completamente nell'acqua calda.

---

[1]) Zeitsch. für anorg. Chemie, 1906, LI, 71.

[2]) Scacchi ha pubblicato anche due analisi eseguite sulla varietà molto impura, e reputo, perciò, inutile riferirle qui.

Giacitura. Osservata da A. Scacchi insieme alla cotunnite tra i prodotti delle fumarole del cratere dopo l'incendio del 1872. Io nelle fumarole che avevano dato la tenorite trovai nell'estate del 1906 la varietà gialla e verdiccia assai impura e in un solo campione raccolto in una piccola fumarola apertasi in quella parte del gran cono prospiciente il Canale dell'Arena, la varietà più pura, bianca, in piccole ciocche.

Le sublimazioni gialle e verdastre che si trovano sull'orlo esterno delle fumarole a tenorite furono considerate dal Palmieri (Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli 1873, pg. 92) come un nuovo minerale, per il quale, in onore di Macedonio Melloni, propose il nome di *mellonite*. In parecchi casi la mellonite non è altro che la pseudocotunnite impura della quale si è parlato, in altri una mescolanza di cloruri di sodio, potassio, rame e piombo con quantità variabili dei loro solfati.

CLOROCALCITE $KCaCl_3$

1 1872. A. Scacchi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli.
2. 1874 A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, VI, N. 9, pag. 37.

Scoperta e descritta da A. Scacchi, che la chiamò *clorocalcite* per ricordare la sua composizione chimica.

Sistema cristallino: cubico.

Forme: *a*}100{ *o*}111{ *d*}110{.

Tutte queste forme sono state osservate già da Scacchi.

I cristalli di clorocalcite presentano di solito soltanto il cubo: }111{ e }110{ quando esistono sono affatto subordinati.

Sfaldatura facile secondo le facce del cubo.

Colore bianco sporco, talvolta un po' bruniccio o violaceo. Dei frammentini esaminati al microscopio polarizzante si sono comportati come una sostanza isotropa.

Comp. chimica. $KCaCl_3$ o $KCl.CaCl_2$.

Scacchi ha descritto la clorocalcite come cloruro calcico cristallizzato $CaCl_2$ e questo errore si è diffuso nella letteratura. Dal lavoro di Scacchi risulta, però nettamente, la vera natura della clorocalcite: egli, infatti, ha trovato che nei cristalli di questo minerale era contenuto soltanto dal 46,22 al 57,76 % di $CaCl_2$: il resto era in gran prevalenza cloruro di potassio. Scacchi anzi, concluse che il cloruro di calcio anidro è isomorfo con quello di sodio e con quello di potassio. Io ho analizzato un cristallo perfettamente omogeneo di clorocalcite, con aspetto rombico, lungo circa 15 mm. e largo 7, che non conteneva altre impurezze che alcune minute laminette di ematite, ed ho ottenuto i seguenti risultati (dopo eliminata l'ematite):

$CaCl_2$ 59.26 KCl 40.89 NaCl 0.42 Sa = 100.57

che vanno in ottimo accordo con i valori richiesti dalla formula

$KCl.CaCl_2$, e cioè KCl = 40.18, $CaCl_2$ 59.82 %

Alcuni dei cubetti che accompagnano la clorocalcite sono di pura silvite o di pura alite, ed ho osservato anche dei gruppi di cristalli composti di tutti e tre i minerali indicati: ciò spiega i risultati variabili avuti da Scacchi nelle sue analisi.

La clorocalcite è estremamente igroscopica: se la si lascia all'aria, il cloruro di calcio che contiene si discioglie sotto l'azione dell'umidità atmosferica, e dopo qualche tempo non restano che dei granelli di silvite e di alite.

Giacitura. La clorocalcite cristallizzata è stata rinvenuta in un blocco di circa 5 m. di diametro rigettato dal vulcano nel 1872 e trasportato dalla lava fin quasi presso Massa di Somma. Il Prof. Palmieri fu il primo ad osservare in essa il nuovo minerale, che fu descritto poi da A. Scacchi. In questo blocco, che è stato trovato scottante ancora nel febbraio del 1873, la clorocalcite forma cristalli cubici che raggiungono fino 6-7 mm. di lato, accompagnati da cubetti di silvite e di alite, da ematite in sottili lamine, e, come ho potuto stabilire io, probabilmente anche da cloromanganocalite.

Osservazione. La clorocalcite appartiene, secondo le mie ricerche, a quel gruppo di sali alogenati doppî anidri di elementi mono- e bivalenti con il rapporto $M(Cl, \ldots.) : R(Cl, \ldots.)_4 = 1 : 1$. Limitandoci a quelli nei quali l'alogeno è il cloro e M uno dei metalli alcalini K, Rb, Cs, abbiamo che di essi sono stati studiati cristallograficamente solo alcuni [1]) nei quali R è Cu, Cd, Hg, degli elementi, cioè, chimicamente ben diversi dal calcio. Nei primi due casi, trattandosi di composti esagonali o rombici-pseudoesagonali, manca ogni analogia con la clorocalcite: due composti nei quali entra il mercurio ($CsHgCl_3$ e $CsHgBr_3$) presentano una modificazione cubica, la quale, però, ha struttura del tutto diversa dalla clorocalcite, non essendo in essi stata notata la sfaldatura secondo le facce del cubo, caratteristica nel minerale vesuviano, che viene, così, a trovarsi, per ora, del tutto isolato.

MOLISITE $FeCl_3$

1. 1819. J. F. L. Hausmann, Handbuch der Mineralogie, 1847, pag. 1463.
2. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 97.
3. 1855. A. Scacchi, Memoria sullo incendio vesuviano del mese di maggio 1855 ecc., pag. 181.
4. 1873. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, VI, N. 9, pag. 43.

Il cloruro ferrico osservato al Vesuvio già nel 1819 da Hausmann (1) e rinvenuto poi abbondantemente nelle grandi eruzioni da Monticelli e Covelli (eruzione del 1822) e da Scacchi (incendi del 1855 e del 1872) (3) (4), non è stato finora mai trovato sotto forma mineralogica definita. Anche dopo l'eruzione del 1906 si sono osservate spesso miscele saline deliquescenti o diventate addirittura liquide nelle quali il ferro ferrico ed il cloro erano contenuti in gran quantità, ma la forma mineralogica originaria nella quale si trovarono questi elementi combinati non si potè determinare. Come già riconobbero Monticelli e Covelli, è alla decomposizione del cloruro ferrico che le pareti interne del cratere e gli orli delle fumarole devono spesso i loro bei colori che vanno dal giallo al rosso e all'aranciato.

CLORALLUMINITE $AlCl_3 \cdot 6H_2O$

(Clorallumino)

1. 1874. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, VI, N. 9, pag. 43.
2. 1907. A. Lacroix, Bulletin de la Soc. franç. de Minér., XXX, 254.

In alcune mescolanze saline delle fumarole del 1872, A. Scacchi (1) constatò l'esistenza del cloruro di alluminio in quantità considerevole, e propose di designarlo sotto il nome di *clorallumino*, benchè non lo avesse rinvenuto in forma mineralogica definita.

---

[1]) Cfr. P. Groth, *Chemische Krystallographie*, I, 362.

La composizione chimica la suppose rappresentata dalla formula $Al\,Cl_3$, xH_2O. Nelle fumarole acide del 1906 Lacroix (2) ha trovato delle croste stalattitiche di colore giallo chiaro, nelle quali abbondava il cloruro di alluminio cristallizzato, il quale formava piccoli romboedri ottusi incolori, e talvolta, invece, cristallini prismatici {10$\bar{1}$} {100}, otticamente uniassici negativi, a birifrangenza elevata, identici all'esaidrato studiato da Dennis e Gill [1]).

CLOROMANGANOCALITE $K_4Mn\,Cl_6$ o $4\,KCl \cdot Mn\,Cl_2$

1. 1906. H. J. Johnston-Lavis, Nature, LXXIV, 103.
2. 1906. A. Lacroix, Compt. rend., CXLII, 1249.
3. 1907. A. Lacroix, Bulletin Soc. franç. de Minér., XXX, 243.
4. 1908. H. J. Johnston-Lavis e L. J. Spencer, Mineralog. Magazine, XV, 54.

Ossservata e descritta per il primo da Johnston-Lavis (1) che la chiamò *Chlormanganokalite* per ricordare la sua composizione chimica.

Sistema cristallino: romboedrico.

$a : c = 1 : 0{,}5801$ Spencer (4)

I cristalli di cloromanganocalite furono descritti come romboedrici da Johnston-Lavis (1), mentre Lacroix ((2) e (3)) li ritenne monoclini, pseudotrigonali. Spencer (4) dimostrò che, in realtà, sono romboedrici, e dall'angolo $(100):(010) = 57^0 36'$ dedusse la costante surriferita.

Forme: r {100} = {10$\bar{1}$1}.

Non esiste sfaldatura (Lacroix e Spencer).

I cristalli freschi di cloromanganocalite sono trasparenti, di colore giallo limone, o giallo canario, anche giallo vino pallido: presentano splendore vitreo. All'aria si appannano e siccome sono deliquescenti si trasformano in un liquido giallo.

La cloromanganocalite è otticamente uniassica positiva (Spencer). Secondo Lacroix ((2) e (3)) sarebbe biassica con piccolo angolo assiale, ma questa osservazione non è stata confermata da Spencer. In alcuni frammentini che devo alla cortesia del Dott. Johnston-Lavis ho potuto constatare anch'io il carattere uniassico positivo del minerale. Pleocroismo non esiste. La birifrangenza è debole e la rifrangenza è superiore a quella della silvite (Lacroix): Spencer dà come valore approssimativo $n = 1{,}59$. Lo stesso Spencer ha constatato l'esistenza nei cristalli di minute cavità racchiudenti un liquido con bolle di gas e due sostanze cristallizzate, una delle quali in cubi.

Durezza 2,5. Peso specifico 2,31 (Spencer).

Comp. chimica. $K_4Mn\,Cl_6$ o $4\,KCl \cdot Mn\,Cl_2$, secondo l'analisi di Johnston-Lavis (4).

K 36.34 Mn 11.52 Cl 48.13 Mg 0.04 Na 0.38 SO_4 0.81 H_2O 1.52 Insolubile 0.71 Sa=99.45

Il piccolo eccesso di cloruro di potassio è dovuto a silvite meccanicamente commista.

Nel 1906 Johnston-Lavis aveva pubblicato (1) un'analisi della cloromanganoca-

---

[1]) Zeitsch. für anorg. Chemie, 1895, IX, 340.

lite secondo la quale [1]) il minerale sembrava dovesse essere idrato, ma Lacroix ((2) e (3)) dimostrò che era certamente anidro.

La cloromanganocalite è solubile nell'acqua. Secondo Lacroix, scaldata fortemente su una lastra di vetro non perde nè la sua trasparenza, nè le sue proprietà ottiche: nel tubo decrepita senza svolgere acqua, poi fonde in un liquido chiaro che per raffreddamento si consolida in cristallini monorifrangenti. A risultati analoghi giunse Spencer.

Giacitura. Scoperta da Johnston-Lavis e Lacroix in un blocco di leucotefrite rossastra, molto bollosa, con grandi cavità, rigettato durante l'eruzione del 1906. La cloromanganocalite era accompagnata da grandi cristalli di silvite e di alite, e formava cristallini di dimensioni non superiori, di solito, a 2-3 mm., ma che possono anche raggiungere, quantunque eccezionalmente, 6-7 mm., come è il caso in un magnifico esemplare della collezione Johnston-Lavis. Un blocco analogo è stato rinvenuto nell'ottobre 1906, ma fortemente alterato dalle fumarole: in esso si rinvennero (cfr. Johnston-Levis (4)) dei cristalli di cloromanganocalite del diametro perfino di 1 cm., completamente metamorfosati. Anche in questo blocco il nuovo minerale era accompagnato da silvite ed alite, ma anche da ematite.

L'origine della cloromanganocalite è evidentemente pneumatolitica: si è formata nell'interno del cono a temperatura probabilmente molto elevata, sotto l'azione delle fumarole profonde a sali di sodio e di potassio.

L'esame di alcuni campioni della collezione Johnston-Levis permette di stabilire che la cloromanganocalite si è formata dopo la silvite e la alite, poichè i suoi cristalli riposano su quelli di questi due minerali.

La cloromanganocalite deve essersi formata già altre volte al Vesuvio: insieme alla clorocalcite del 1872 io ho osservato, infatti, alcuni rari, piccolissimi cristallini gialli, uniassici positivi, nei quali ho potuto accertare l'esistenza del cloro, del manganese e del potassio, sicchè appartenevano, secondo ogni probabilità, al minerale del quale ci siamo ora occupati.

CRIPTOALITE $(NH_4)_2\, Si F_6$

1874. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, VI, N. 9, pag. 35.

A. Scacchi avendo ottenuta netta reazione del fluoro in alcuni campioni di clorammonio raccolti sulle lave del 1850, del 1861 e del 1872, si propose di ricercare a quali elementi era unito il fluoro rinvenuto. In molti campioni la quantità del fluoro era così piccola rispetto a quella degli altri elementi, da non permettere alcuna deduzione: in un saggio di clorammonio cristallino, giallo, raccolto sulla lava del 1850 Scacchi potè, però, stabilire che una parte del fluoro doveva certamente essere unita all'ammonio e, probabilmente, anche al silicio rinvenuto nella soluzione acquosa del detto clorammonio. Scacchi stimò, perciò, « assai probabile l'esistenza nelle fumarole delle lave vesuviane di un fluosilicato ammonico della formula $2\,Az\,H_4Fl$, $Si\,Fl_2$, il quale trovasi unito al clorammonio, e quasi da esso occultato. Egli è per questo che propongo intitolarlo *criptoalite* ».

L'esistenza del fluosilicato ammonico come minerale ben definito non fu, però, da tutti ammessa, ma io me ne sono potuto facilmente convincere, esaminando le crosticine gialle del 1850 nelle quali, secondo Scacchi, questo minerale dovrebbe essere relativamente più abbondante.

---

[1]) $Mn\,Cl_2 + 4H_2O$ 38,97 KCl 57,71 Na Cl 0,32 $Mg\,Cl_2 + 6H_2O$ 0,22 $Na_2SO_4 + 10H_2O$ 1,95 Fe_2O_3 tr. impurezze 0,12 insolubile 0,65 Sa = 99,94.

Le crosticine in questione lasciano scorgere, al microscopio, con ingrandimenti piuttosto forti, una sostanza gialliccia, apparentemente amorfa, con particole anisotrope indeterminabili, e molti cristallini cubici od ottaedrici, piccolissimi, incolori, perfettamente isotropi.

Schiacciando le crosticine fra due vetrini, ho osservato che si producevano numerose laminette triangolari, isotrope, fatto questo che mi sembra dimostrare l'esistenza di una sfaldatura facile secondo l'ottaedro nei cristallini del minerale in questione. Come è noto [1]), il fluorisilicato di ammonio presenta appunto una sfaldatura parallela a {111}. Data la composizione chimica qualitativa delle croste studiate, era da ritenersi come più che probabile l'identità dei cristallini descritti con la modificazione cubica del fluosilicato ammonico. Per togliere ogni dubbio in proposito, ho immerso alcune crosticine finemente sminuzzate nel bromoformio diluito con toluolo di densità 2,08 ed in quello di densità 1,90 ed ho poi esaminato al microscopio le sostanze precipitate in fondo al liquido, ovvero raccoltesi alla superficie. Ho, così, potuto stabilire che i cristallini descritti galleggiano sulla soluzione di densità 2,08 ed affondano, invece, in quella di peso spec. 1,90. Questo comportamento dimostra che essi appartengono effettivamente al fluosilicato di ammonio cubico, il cui peso specifico è, secondo Gossner (loc. cit.) 2,011. L'esistenza di questo composto tra i minerali pneumatolitici delle fumarole delle lave vesuviane è, così, definitivamente accertata.

La criptoalite si è formata insieme al clorammonio probabilmente anche sulla lava del 1906: il clorammonio raccolto su di essa ha dato, infatti, sovente la reazione del fluoro, come risulta dalle osservazioni di Brauns [2]), Lacroix [3]), Brun [4]), etc. che io posso pienamente confermare. Con l'esame microscopico non sono riuscito, però, a scorgere cristalli identificabili con quelli descritti del 1850.

HIERATITE K_2SiF_6

Questo minerale, scoperto da A. Cossa [5]) a Vulcano, non era stato ancora osservato al Vesuvio. In uno dei campioni con selenio, provenienti dalle fumarole che si manifestarono sul fianco N.W. del cono vesuviano il 3 luglio 1895, ho osservato, oltre alle solite mescolanze saline, e specialmente al gesso e ai cloruri alcalini, delle crosticine costituite da piccolissimi cristallini ottaedrici, che talvolta si rinvengono anche isolati, che appartengono indubbiamente alla hieratite. Questi cristallini, che sono effettivamente ottaedri del sistema cubico, come dimostra la loro isotropia ed alcune misure goniometriche, hanno un peso specifico (determinato col metodo della sospensione, uguale a 2,73, mentre per il composto artificiale Stolba e Gossner [6]) danno rispettivamente 2,665 e 2,746. Le crosticine sono attaccate dall'acido solforico concentrato con sviluppo di acido fluoridrico che intacca il vetro. Il complesso di questi caratteri è sufficiente per stabilire l'identità del nostro minerale con la hieratite.

---

[1]) Gossner, Zeitsch. für Kryst., 1903, XXXVIII, 40.

[2]) Centralblatt für Min. Geol. u. s. w., 1906, pag. 321.

[3]) Bulletin Soc. franç. de Minér., 1908, XXX, 263.

[4]) In A. Lacroix, loc. cit., pag. 264.

[5]) Bulletin Soc. franç. de Minér., 1882, V, 61.

[6]) P. Groth, *Chemische Krystallographie*, I, 484.

OSSICLORURI

MATLOCKITE Pb_2OCl_2

1. 1859. R. Cappa, Annali dell'Osservatorio vesuviano, pag. 65. Anche Compt. rend. 1860, L, 955.
2. 1873. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, V, N. 3, pag. 37.
3. 1877. A. Scacchi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli.

Cappa (1) ha riferito alla matlockite due minerali giallastri, privi di splendore, rinvenuti nelle fumarole del 1858 e somiglianti alla cotunnite.

L'esistenza della matlockite al Vesuvio è, però, assai dubbia, perchè il Cappa non ha pubblicato che dei brevi cenni sulla composizione qualitativa delle sostanze esaminate, senza accennare in nessun modo all'ossigeno che avrebbero dovuto contenere, e perchè A. Scacchi (2) ha dimostrato che i minerali delle fumarole del 1868 somiglianti a quelli studiati dal Cappa non sono altro che cotunnite. Devesi, però, aggiungere che lo stesso Scacchi (3) ha ritenuto probabile l'esistenza di un ossicloruro di piombo tra i sublimati delle fumarole apertesi nella lava del 1872 nella località le Novelle.

ATACAMITE $Cu(OH)Cl \cdot (CuOH)_2$

1. 1806. L. v. Buch, Geognostische Beobachtungen auf Reisen, pag. 464 del vol. I dei gesammelte Schriften.
2. 1815. T. Monticelli, Descrizione dell'eruzione del Vesuvio avvenuta ne' giorni 25 e 26 dicembre dell'anno 1813, pag. 37 del vol. II delle Opere dell'Abate Teodoro Monticelli.
3. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 66.
4. 1839. T. Monticelli, Atti R. Accad. delle Scienze di Napoli, IV Mineralogia, pag. 103.
5. 1845. A. Scacchi, Napoli e i luoghi celebri delle sue vicinanze, II, pag. 407.
6. 1855. A. Scacchi, Memoria sullo incendio vesuviano del mese di maggio 1855, ecc., pag. 197.
7. 1859. L. Palmieri, Annali dell' Osservatorio vesuviano, pag. 63.
8. 1887. A. Scacchi, Catalogo dei minerali vesuviani ecc. Lo Spettatore del Vesuvio e dei Campi Flegrei. Anche Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., 1888, II, 128.
9. 1889. A. Scacchi, Catalogo dei minerali e delle rocce vesuviane ecc., pag. 8.

Il « cloruro di rame » verde smeraldo è ricordato da L. v. Buch (1) nell'eruzione del 1804, e pochi anni dopo Monticelli (2) lo osservò mescolato ad alite tra i prodotti di quella del 1813. Monticelli e Covelli (3) ne descrissero la diffusione (spalma e veste le fessure delle lave, le scorie, le pomici e le rocce di qualunque natura esposte all'azione dei fummaioli; ecc.) ed annunziarono la sua abbondanza nella lava del 1631. Dopo l'eruzione del 1822 il « cloruro di rame » fu spesso ricordato tra i prodotti delle fumarole vesuviane, così tra gli altri da Monticelli (4) in quelle del 1827 (« muriato di rame di forma lichenoide o muscoide ed in acicoli concentrici formanti dei graziosi ciuffetti verdi ») [1]. Con le locuzioni cloruro o muriato di rame si era sempre inteso di riferirsi all'atacamite, ma il riferimento non poteva ritenersi sicuro, data la mancanza di ricerche analitiche precise. Questo fece notare nel 1845 A. Scacchi (5), scrivendo che « volgar-

[1]) Non si è tenuto conto di tutti coloro, e non sono pochi, che si sono limitati a citare il « cloruro di rame » nelle fumarole di varie epoche, senza descriverlo nemmeno superficialmente.

mente dicesi cloruro di rame una sostanza verde, la cui composizione non è stata bene analizzata ». Ed il dubbio così sorto sull'esistenza dell'atacamite al Vesuvio aumentò dopo gli accurati studi dello stesso Scacchi (6) sulle sublimazioni verdi del 1855, che gli permisero di concludere che esse sono mescolanze variabili di sali di rame con altre sostanze, che talvolta non contengono affatto cloro e quando lo contengono non è certo che sia combinato al rame. Alcuni anni più tardi, il Palmieri (7) riferì di aver osservata dopo il 1855 nelle fumarole della vera atacamite, riconosciuta per tale anche da Scacchi, ma questi nei suoi ultimi Cataloghi ((8) e (9)) si limitò a riferire a questo minerale le croste verdi abbondanti nelle fenditure della lava del 1631, ed aggiunse (8) che erroneamente sono state considerate come atacamite le sostanze verdi che si trovano nel cratere del Vesuvio.

Certo è che, con sicurezza, l'atacamite non è stata finora osservata nelle fumarole vesuviane, e che le sostanze ad essa riferite dovevano essere, invece, atelina ed euclorina principalmente.

L'atacamite forma esili velature verdi nelle fenditure della lava del 1631: io l'ho osservata con gli stessi caratteri anche in alcuni blocchi rigettati del 1906.

MELANOTALLITE

(Melanotallo)

1. 1870. A. Scacchi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 86.
2. 1884. E. Scacchi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 158.

Scoperta da A. Scacchi (1), che la chiamò *melanotallo* per la proprietà che ha di cambiare all'aria il suo colore nero in verde.

Piccole lamine di colore nero, che esposte all'aria cominciano ad inverdire nei margini e nelle parti più sottili, e dopo due o tre giorni il loro colore diventa del tutto verde: nello stesso tempo il loro peso aumenta (A. Scacchi).

Comp. chimica. E. Scacchi (2) ritiene probabile che la melanotallite non trasformata abbia una composizione rispondente alla formula $CuCl_2 . CuO . H_2O$.

Secondo A. Scacchi la melanotallite è soltanto parzialmente solubile nell'acqua: la soluzione è di colore azzurro e dà le reazioni del cloro e del rame. La parte insolubile nell'acqua è in forma di fiocchi leggeri di colore verde azzurro, solubili nell'acido nitrico: la soluzione dà di nuovo le reazioni del cloro e del rame.

Giacitura. Scoperta da A. Scacchi insieme all'eriocalcite, all'idrocianite, all'euclorina, alla dolerofanite in quella parte del recinto del cratere ove in alto andava a finire la fenditura apertasi nel fianco del gran cono nel mese di ottobre 1868, e nella quale restarono attivissime le esalazioni gassose congiunte ad una temperatura così elevata che soltanto nel novembre 1869 divenne accessibile. La melanotallite è, dunque un minerale pneumatolitico: fu trovata associata spesso all'eriocalcite e all'idrocianite, ma anche da sola sulle scorie.

Osservazione. Nelle righe che precedono si sono riassunti i risultati ai quali sono giunti A. ed E. Scacchi, l'ultimo dei quali non ha esaminato la sostanza inalterata, ma soltanto quella inverdita.

Io ho potuto studiare alcuni dei campioni originali di A. Scacchi, conservati in tubi di vetro chiusi alla lampada, nei quali la melanotallite non si presentava

nera, ma, invece, di colore bruno castagno più o meno scuro, ed in piccolissima quantità. Rompendo i tubi, con straordinaria rapidità la melanotallite diventava di colore verde chiaro, tanto da non lasciare tempo ad eseguire determinazioni. Anche schiacciata tra due vetrini da microscopio è rimasta opaca. La polvere che già cominciava ad inverdire, trattata con acqua, si è sciolta quasi completamente con grande rapidità, e la piccola parte rimasta insolubile mi è parso dovesse ascriversi a sostanze estranee, impossibili a separare. Nella soluzione non ho trovato altro che cloro e rame. La melanotallite non inverdita riscaldata in un tubetto ben asciutto non svolge acqua. Per le indicate proprietà, sopratutto per il colore e la mancanza dell'acqua, è assai probabile che il minerale in questione sia cloruro ramico $CuCl_2$, anzichè un ossicloruro idrato. Certo che in nessun modo può essere, come ha supposto E. Scacchi, il composto $CuCl_2 . CuO . H_2O$, perchè esso è stato artificialmente ottenuto da G. Rousseau [1]) sotto forma di tavolette esagonali di colore verde giallastro, che evidentemente nulla hanno di commune con la melanotallite. D'altra parte, è certo che l'inverdimento di questo minerale non è dovuto semplicemente ad acquisto di acqua, ma rappresenta, invece, un fenomeno ben più complesso, come risulta dal fatto, che verrà in seguito riferito, che la sostanza bruna che si ottiene riscaldando il minerale verde formatosi a spese della melanotallite ha proprietà ben diverse da quelle di quest'ultima.

IDROMELANOTALLITE $CuCl_2 . CuO . 2H_2O$

Credo opportuno distinguere con questo nome il minerale nel quale si trasforma la melanotallite, che ha, come vedremo, proprietà perfettamente definite.

Sistema cristallino: cubico ?

Io ho esaminato dei campioni chiusi alla lampada dal 1870, di un bel colore verde smeraldo o verde un po' giallastro; al microscopio risultano composti di laminette trasparenti, rigorosamente monorifrangenti: in luce convergente non ho potuto osservare alcuna immagine assiale.

Credo, perciò, molto probabile che l'idromelanotallite sia cubica, piuttosto che amorfa.

Comp. chimica. $CuCl_2 . CuO . 2H_2O$ secondo E. Scacchi, il quale in due analisi ha ottenuto i seguenti risultati, dopo aver eliminato $CuSO_4$, le « materie straniere » ed aver ridotto a 100:

	$CuCl_2$	CuO	H_2O	Sa
I	58.25	31.37	10.38	100.00
II	57.37	31.39	11.24	100.00

L'accordo con i valori teorici non è soddisfacente: si deve, però, notare che le analisi di E. Scacchi sono state eseguite su una piccola quantità di sostanza (gr. 0,518 I, gr. 0,2755 II) e che, secondo le mie osservazioni, l'idromelanotallite è inquinata da piccole quantità di idrocianite, di eriocalcite e di una sostanza incolora che non ho saputo identificare. Inoltre E. Scacchi ha determinato l'acqua per semplice riscaldamento a 100°, e noi non possiamo essere sicuri che a quella temperatura il minerale si disidrati com-

---

[1]) Compt. rend. 1890, CX, 1262.

pletamente. Infine, nella analisi I Scacchi ha avuto una perdita del 2,96 %: se fosse dovuta all' acqua non eliminata a 100°, si avrebbe, naturalmente, un accordo molto migliore con la formula surriferita.

Riscaldata a 100° l'idromelanotallite diviene di colore bruno e torna verde mediante l'esposizione all'aria [1]).

Nell'acqua si scioglie soltanto parzialmente: la soluzione con la sostanza indisciolta sospesa è vivamente fluorescente, ed è celeste guardata per riflessione, giallastra se esaminata per trasparenza. Negli acidi, anche diluitissimi, la soluzione è completa.

Giacitura. Trovata dapprima come prodotto di trasformazione della melanotallite (vedi pg. 56): recentemente Lacroix [2]) in alcuni campioni provenienti da fumarole dell' orlo del cratere del 1906 ha rinvenuto delle piccole croste di colore verde smeraldo, che all'aria acquistano un colore verde-giallo sporco, e che egli ha creduto di riferire dubitativamente alla melanotallite. Le proprietà ottiche, il comportamento di fronte al riscaldamento, l'imperfetta solubilità nell'acqua e la composizione qualitativa concordano perfettamente con quanto io ho osservato nella idromelanotallite. Io non dubito punto che il minerale di Lacroix sia precisamente identico a quest'ultima, tanto più che, avendo avuto occasione di incontrarlo anch'io, ne ho potuto paragonare direttamente le proprietà con quelle della idromelanotallite.

ATELITE

(Atelina)

1. 1845. J. John, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 66.
2. 1874. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, VI, N. 9, pag. 22.

Esattamente definita e descritta da A. Scacchi (2), che la chiamò *atelina* (ἀτελής = imperfetto).

Sostanza di colore verde, che si rinviene pseudomorfa della tenorite. Esaminata al microscopio si comporta come una sostanza isotropa.

Comp. chimica. $2 CuO . CuCl_2 . 3 H_2O$ secondo l'analisi di Scacchi:

CuO 45.59 $CuCl_2$ 38.19 H_2O e perdita 16.22 Sa = 100.00.

È insolubile nell' acqua: si scioglie facilmente e completamente nell'acido nitrico.

Giacitura. Sotto l'azione dell'HCl delle fumarole cloridriche posteriori alla formazione del minerale e, almeno in parte, anche per inversione della reazione $CuCl_2 + H_2O \rightleftharpoons CuO + 2HCl$, la tenorite si trasforma facilmente in certe sostanze verdi, che richiamarono l'attenzione di John (1), che ne dette un'accurata descrizione, ma le ritenne formate da un clorosilicato di rame. Quelle prodottesi dopo l' eruzione del 1872 furono considerate

---

[1]) La sostanza nella quale si cambia la idromelanotallite in seguito al riscaldamento non è affatto identica alla melanotallite, ma ha proprietà ben diverse da questa. Comincia col distinguersene per il colore, che è più giallastro assai di quello della melanotallite naturale, e sopratutto si differenzia per il comportamento rispetto all'acqua. Mentre, infatti, la melanotallite immersa nell'acqua si scioglie immediatamente, il prodotto di disidratazione della idromelanotallite posto in contatto dell'acqua inverdisce da prima, lentamente, ed in ultimo si scioglie parzialmente, ma con difficoltà.

[2]) Bulletin Soc. franç. de Miner. 1907, XXX, 224.

da Scacchi (2) come un ossicloruro ben definito. Da allora, tutte le sostanze verdi risultanti da azione dell'acido cloridrico sulla tenorite si sono indicate col nome proposto da Scacchi, quantunque sia probabile che, poiche a seconda della temperatura alla quale avviene la reazione, delle quantità rispettive di HCl e di Cu O ecc. si devono formare composti differenti, le sostanze verdi in questione non abbiano sempre la stessa composizione e, spesso, sieno delle semplici miscele di varî ossicloruri indeterminabili.

CLORURI IDRATI

ERIOCALCITE $CuCl_2 . 2H_2O$.

(Eriocalco)

1. 1870. A. Scacchi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 86.
2. 1884. E. Scacchi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 162.

Scoperta e descritta da A. Scacchi (1), che la chiamò *eriocalco* per ricordare la sua somiglianza con i bioccoli di cotone e l'esistenza in essa del rame. Il nome è stato, in seguito, da Dana e da altri cambiato in eriocalcite.

L'eriocalcite si presenta sotto forma di bioccoli somiglianti al cotone o alla lana, di colore celeste chiarissimo, che con l'esposizione all'aria si contraggono in minor mole (A. Scacchi). Io ho esaminato dei campioni conservati dall'epoca del loro ritrovamento in tubi di vetro chiusi alla lampada, e che non avevano subito alcuna alterazione.

Al microscopio, ho osservato che gli aghetti di eriocalcite risultano composti da una quantità di piccolissimi prismetti o di tavolette allungate, confusamente intrecciate. I più grandi cristallini isolati superano di poco $^1/_{50}$ di millimetro e sono quasi perfettamente incolori. Alcuni cristallini presentano dominante una coppia di facce, dalle quali esce un asse all'orlo del campo, con dispersione netta $\rho < v$: applicando il metodo di Becke a questo solo asse visibile, se ne dedurrebbe che la bisettrice acuta è negativa. Una direzione di massima estinzione (negativa) forma un angolo di circa 17° con la direzione di allungamento. Altre tavolette allungate mostrano estinzione parallela rispetto alla direzione di allungamento, che è positiva. In base a questi caratteri l'eriocalcite è, con tutta probabilità, monoclina.

Comp. chimica. $Cu Cl_2 . 2 H_2O$.

A. Scacchi si limitò a stabilire l'esistenza, nel nostro minerale, del cloro e del rame: E. Scacchi accertò che questi due elementi stanno fra loro nelle proporzioni di due atomi del primo per uno del secondo [1]): non tenne conto dell'acqua contenuta nel minerale, causa la deliquescenza di questo. L'eriocalcite fu considerata, così, come cloruro ramico idrato $Cu Cl_2 . xH_2O$. Il materiale da me studiato al microscopio, e che non presentava altra impurezza che poche particole di euclorina, mi è sembrato adatto a risolvere definitivamente la questione della composizione chimica precisa della eriocalcite, mediante una determinazione dell'acqua. Io ho trovato che esso conteneva 20.25 % H_2O, il che dimostra che l'eriocalcite risponde alla formula $Cu Cl_2 . 2 H_2O$, la quale richiede 21,13 % H_2O, un valore, cioè, assai vicino a quello trovato.

---

[1]) Fatta astrazione dall'acqua e deducendo l'euclorina che inquinava il materiale analizzato, E. Scacchi trovò Cu 48,08, Cl 51,92 %. La formola $Cu Cl_2$ richiede Cu 47,27, Cl 52,73 %.

Come ha osservato A. Scacchi, l'eriocalcite riscaldata svolge cloro: sull'acido solforico diventa bruna. Si scioglie facilmente nell'acqua.

Giacitura. Trovata da A. Scacchi nel novembre 1869 in quella parte del recinto del cratere ove in alto andava a finire la fenditura apertasi nel fianco del gran cono, e dalla quale era fluita la lava durante l'incendio dell'ottobre 1868. In quel luogo erano rimaste attivissime le emanazioni gassose e la temperatura si era mantenuta a lungo elevata, insieme alla melanotallite, all'idrocianite, alla dolerofanite, all'eucloriua. L'eriocalcite è evidentemente un prodotto di semplice idratazione della melanotallite, se questa è davvero, come sembra, cloruro ramico.

Osservazione. Il cloruro ramico diidrato cristallizza, come è noto, ordinariamente nel sistema rombico [1]), sicchè l'eriocalcite rappresenta una nuova modificazione di detto composto. Un primo vago indizio dell'esistenza di questa modificazione monoclina è dovuto a O. Lehmann [2]), il quale da soluzioni acquose acide ha ottenuto $Cu Cl_2 . 2 H_2O$ in forma di lunghi aghi somiglianti all'eriocalcite, per i quali non potè decidere se corrispondevano alla modificazione aghiforme del sale di ferro, nichel, cobalto e manganese, il quale ultimo è, appunto, certamente monoclino.

Le proprietà ottiche permettono di distinguere facilmente l'eriocalcite dalla modificazione rombica del cloruro ramico diidrato, perchè quest'ultimo, come ha rimarcato Lacroix [3]), cristallizza in prismi rombici ad angolo di 85°6', sulle facce dei quali si osserva, in luce convergente, un asse pressochè centrato. Anche nella sfaldatura si hanno differenze, perchè mentre nel $Cu Cl_2 . 2 H_2O$ rombico esistono tre direzioni di sfaldatura, nella eriocalcite non ne ho notata alcuna.

ERITROSIDERITE $2 KCl . Fe Cl_3 . 2 H_2O$

(Eritrosidero)

1. 1872. A. Scacchi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 210.
2. 1874. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, VI, N. 9, pag. 42.
3. 1907. A. Lacroix, Bulletin Soc. franç. de Minér., XXX, 252.

Scoperta e descritta da A. Scacchi, che propose il nome di *eritrosidero*, per ricordare che il minerale è rosso e che contiene ferro.

Sistema cristallino: rombico.

$$a : b : c = 0.6911 : 1 : 0.7178$$ A. Scacchi (2)

Queste costanti sono state dedotte dagli angoli fondamentali di Scacchi $am = 34°39'$ e $ae = 43°55'$.

Forme: a\{100\} m\{110\} e\{101\} d\{102\}.

Sono state già osservate tutte da Scacchi e ritrovate poi da Lacroix (3) nei cristalli del 1906 e da me in questi ed in quelli formatisi dopo il 1895.

I cristalli di eritrosidero del 1872 descritti da Scacchi sono tabulari secondo \{100\} e, di solito, alquanto allungati nella direzione dell'asse c: lo stesso habitus presentano quelli del 1906 studiati da Lacroix. In alcuni campioni raccolti sul

[1]) Cfr. P. Groth, *Chemische Krystallographie*, I, 238.
[2]) Zeitsch. f. Kryst., 1884, VIII, 444.
[3]) Bulletin de la Soc. franç. de Minér., 1908, XXX, 225.

finire del 1907, io ho osservato dei cristalli di habitus pseudoottaedrico [1]), con le forme *m e*, talvolta anche con piccole faccette di *a* molto subordinate.

Colore rosso arancio, in alcuni esemplari molto pallido: sovente il colore è quello della crocoite.

Le proprietà ottiche sono state definite da Lacroix: piano degli assi ottici {001}; la bisettrice acuta, negativa, è normale a {100}: $2E > 130°$, dispersione degli assi assai forte $\rho < v$.

Comp. chimica. $2KCl . FeCl_3 . 2H_2O$, determinata esattamente da Scacchi, in base all'analisi seguente:

Fe 16.81 Cl 53.30 K 24.21 H_2O (per diff.) 5.68 Sa = 100.00

In alcuni campioni del 1906, di colore più chiaro dell'ordinario, io ho stabilito che una parte del ferro è sostituita dall'alluminio in quantità variabili: che possono salire fino a 3 % Al.

L'eritrosiderite è estremamente deliquescente.

Giacitura. È un prodotto delle fumarole acide. È stata scoperta da Scacchi dopo l'incendio del 1872 in certi massi di conglomerati provenienti dal fianco rovinato del cono vesuviano ed incrostati dalla nuova lava.

Dopo l'eruzione cominciata il 3 luglio 1895 l'eritrosiderite si è formata abbondantemente sotto forma di stalattiti o croste cristalline di grande bellezza. Nelle fumarole acide del 1906 è stata osservata da Lacroix e da me. Io ho rinvenuto piccoli cristallini anche nel blocco con la cloromanganocalite alterata.

KREMERSITE $2(K, NH_4)Cl . FeCl_3 . 2H_2O$

1. 1851. P. Kremers, Pogg. Ann., LXXXIV, 79.
2. 1853. G. A. Kenngott, Das Mohs'sche Mineral-System, pag. 9.

Scoperta da Kremers, in onore del quale Kenngott propose il nome di kremersite.

Sistema cristallino: rombico.

Kremers descrisse i cristalli di questo minerale come ottaedri monometrici, ma Groth [2]) ha notato che, data l'analisi di Kremers, dovevano essere isomorfi con l'eritrosiderite e col corrispondente sale di ammonio, dalla miscela isomorfa dei quali risultano. La supposizione di Groth fu confermata da Lacroix [3]) mediante lo studio della kremersite dell'Etna.

Forme: Gli ottaedri di Kremers dovevano essere formati dalla combinazione dei due prismi *m*{110} e *e*{101}.

Colore rosso.

Comp. chimica. $2(K, NH_4)Cl . FeCl_3 . 2H_2O$: miscela isomorfa dei due sali

[1]) Cristalli di questa forma sono stati ottenuti da Lacroix per ricristallizzazione del minerale naturale.

[2]) *Chemische Krystallographie.* I. 427.

[3]) Compt. rend. 1908. CXLVII, 161.

$2KCl.FeCl_3.2H_2O$ e $2NH_4Cl.FeCl_3.2H_2O$, come per il primo ammise Groth. L'analisi di Kremers conduce prossimamente alla formula $KCl.NH_4Cl.FeCl_3.2H_2O$.

Cl 55.15 Fe 16.89 K 12.07 NH_4 6.17 Na 0.16 H_2O (per diff.) 9.56 Sa = 100.00

Deliquescente.

Giacitura. Osservata da Kremers tra i prodotti delle fumarole vesuviane rinvenuti nel 1851.

OSSIDI

QUARZO SiO_2

1. 1772. Galiani, Catalogo delle materie appartenenti al Vesuvio, pag. 74.
2. 1773. F. Ferber, Briefe aus Welschland etc., pag. 215 della trad. francese di Dietrich.
3. 1791. G. Gioeni, Saggio di litologia vesuviana, pag. 118.
4. 1795. G. Thomson, Giornale letterario di Firenze, XLI, 59.
5. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 39.
6. 1839. T. Monticelli, Appendice al Prodromo della miner. vesuv., pag. 9.
7. 1852. A. Scacchi, Rendiconti R. Accad. delle Scienze di Napoli, pag. 112.
8. 1889. A. Scacchi, Catalogo dei minerali e delle rocce vesuviane ecc., pag. 5.
9. 1889. A. Scacchi, Memorie della Soc. Ital. delle Scienze (detta dei XL), (3ª) VII, N. 7, pag. 19.
10. 1907. A. Lacroix, Nouvelles Archives du Muséum, (4ᵉ) IX, 50.
11. 1908. A. Lacroix, Bulletin soc. franç. de Minér., XXXI, 323.

Galiani (1), Ferber (2) e Gioeni (3) sono i primi che abbiano parlato del quarzo del Monte Somma, ma dalle descrizioni che ne danno, chiaramente risulta che il loro « quarzo » doveva, invece, essere sodalite e le varietà laminari di Ferber e di Gioeni sanidino. La prima notizia sicura si deve a Thomson (4): Monticelli e Covelli (5) poi, hanno dato esatte descrizioni delle proprietà e della giacitura del quarzo del Monte Somma.

Sistema cristallino: romboedrico (classe trigonale-trapezoedrica).

Forme osservate: $m\{10\bar{1}0\}$ $r\{10\bar{1}1\}$ $z\{01\bar{1}1\}$.

Queste forme erano note già a Monticelli e Covelli (5).

I cristalli di quarzo del Monte Somma sono quasi sempre prismatici, talvolta quasi aciculari: in alcuni casi, però, sono tabulari secondo due facce parallele del prisma m Oltre che in cristalli, il quarzo si rinviene anche in masserelle ed in granelli. Per lo più è incoloro o biancastro.

Comp. chimica. SiO_2.

Infusibile ed inattaccabile dagli acidi, tranne il fluoridrico.

Giacitura. Si trova in piccoli cristalli nelle geodine di alcuni blocchi di leucotefrite rigettati dal Monte Somma ed in quelle della corrente lavica di Pollena; è, probabilmente, di origine pneumatolitica (cfr. Scacchi (7)). È accompagnato quasi sempre dall'aragonite. In masserelle vitree e screpolate e assai raro nelle lave del Monte Somma (Scacchi (8)). Monticelli (6) ricorda il quarzo « piromaco, calcedonio, resinite, diaspro » che si rinviene in rognoni ovvero incrostante e tubercoloso in alcune lave del Vesuvio, ma Scacchi non ne ha osservato che un solo esempio nella lava del 1767. In quella del 1631 Scacchi (9) ha trovato frequentemente delle masserelle vitree, biancastre o con delle venature verdastre e delle varietà granulari: alcuni dei frammenti misuravano fino 15 cm.

Dalle analisi di Scacchi risulta che, mentre alcune di queste masserelle sono costituite da quarzo quasi puro (SiO_2 98,87, 96,17 %), in altre, invece, a questo minerale se ne associano degli altri ed il biossido di silicio può scendere fino a 82,96 %.

Lacroix ((10)(11)) ha descritto il quarzo granulare, talvolta fuso più o meno completamente, di certi blocchi di grès rigettati dal Vesuvio nel 1906 e rinvenuti anche in frammenti avvolti dalla lava di Boscotrecase.

TRIDIMITE SiO_2

1. 1852. A. Scacchi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze di Napoli, pag. 109.
2. 1872. G. vom Rath, Pogg. Ann., CXLVII, 280.
3. 1882. G. vom Rath, Sitzungsber. Niederrh. Gesellsch. Bonn., 4 Dez. pag. 25.
4. 1907. A. Lacroix, Nouvelles Archives du Muséum, (4e) IX, 80 e Addenda.
5. 1908. A. Lacroix, Bulletin Soc. franç. de Minér., XXXI, 323.

In un blocco rigettato durante l'eruzione del 1822 A. Scacchi (1) aveva osservato dei globetti bianchi che di rado giungono ad avere 1 mm. di diametro, e che egli ritenne fossero gruppi di minutissimi cristalli di feldspato « dappoichè per le osservazioni microscopiche già si riconosce esser formati da cristallini confusamente accozzati insieme, ed in alcuni di questi ho osservato la forma di tavolette esagonali che assai spesso presenta il feldispato vitreo ». L'aspetto diverso da quello del sanidino che presentavano i globetti fu spiegato da Scacchi col fatto che essi rappresentavano l'ultimo prodotto pneumatolitico e, quindi, si erano formati in condizioni probabilmente un po' diverse.

Venti anni più tardi, i globetti furono ristudiati da vom Rath (2), il quale, in base al comportamento al cannello, li identificò con la tridimite [1]), e questa determinazione fu poi confermata dallo studio microscopico di Lacroix (4). Lo stesso Lacroix ((4) Addenda) ha rinvenuto la tridimite nelle parti vetrose di un blocco di leucotefrite miarolitica del 1906 molto ricche in aghi di wollastonite e in cristalli di augite egirinica verde scura e di titanite; più tardi l'ha osservata (5) nel vetro di certi gres listati, con letti quarzosi, rigettati pure nel 1966. La tridimite forma degli straterelli e non si presenta in tavolette sottili, ma, come pure nel caso precedente, in cristalli abbastanza spessi, sovente geminati secondo {10$\bar{1}$6}, e che hanno tutto l'aspetto della tridimite prodotta per fusione. Nelle cavità bollose di certi blocchi eterogenei raccolti nel 1908, (ma provenienti senza dubbio dall'eruzione del 1906), Lacroix (5) ha trovato la tridimite in lamine regolari o in piccoli mammelloni insieme a wollastonite, egirina, augite giallo d'oro, sanidino e sfeno: questa tridimite e, come quella dei blocchi del 1822, di origine pneumatolitica. In alcune parti di questi blocchi eterogenei la tridimite è abbondante e trasformata, talvolta, in vicinanza delle cavità, in una spugna di quarzo globulare a orientazione unica.

Come si vede, la tridimite dei blocchi del Vesuvio ha una doppia origine ed in alcuni campioni i due modi di formazione, (per fusione e per pneumatolisi), si trovano insieme riuniti.

OPALE $SiO_2 . xH_2O$

(Granulina)

1. 1768. G. M. Della Torre, Supplemento alla Storia del Vesuvio del P. Della Torre ecc., pag. 36.
2. 1776. De Dietrich, Lettres sur la Minéralogie etc. di Ferber. Nota alla pag. 220.
3. 1794. G. Thomson, Giornale letterario, CII, 51.
4. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 43.

[1]) G. vom Rath aveva considerato appartenenti alla tridimite i dischetti che accompagnano la granulina (vedi pag. 65), ma riconobbe, poi (3), che si trattava di un plagioclasio.

5. 1845. R. Blum, Die Pseudomorphosen des Mineralreiches, pag. 59.
6. 1852. G. Sillem, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 527.
7. 1882. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, IX, N. 5, pag. 2.
8. 1882. A. Scacchi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, p. 176.
9. 1882. G. vom Rath, Sitzungsberichte Niederrhein. Gesellsch. Bonn, 4 Dezember 1882.
10. 1907. A. Lacroix, Bulletin de la Soc. franç. de Minér., XXX. 265.
11. 1908. A. Lacroix, Bulletin de la Soc. franç. de Minér., XXXI, 260.

Come riferisce Della Torre (1), sulla lava del 1767 Hamilton raccolse delle piccole sfere, somiglianti per il colore, la grandezza e la forma alle perle. Della Torre suppose che fossero una specie di bitume depurato, mentre Dietrich (2), descrivendole in una delle sue note alla traduzione delle *Briefe aus Welschland* di Ferber, emise l'idea che costituissero una varietà di sciorlo. Più tardi, Thomson (3) trovò presso le bocche del 1794 la sabbia vulcanica coperta da « un'intonacatura sottilissima, ossia vernice silicea che ricuopre questa rena, i di cui grani prominenti tondeggiano avendo il nitore di tante piccole perle ». In altri punti, questa sostanza silicea formava una specie di stalattite e riuniva i tritumi vulcanici più grandi. Monticelli e Covelli (4) ritennero si trattasse di quarzo stalattitico, Scacchi (7) di opale o silice idrata. Somiglianti formazioni silicee sono state raccolte, come ricorda Scacchi (7), da Guiscardi nel cratere vesuviano nel 1860, e costituivano concrezioni bollose o fistolose ovvero incrostazioni con splendore margaritaceo simile a quello della fiorite: secondo Scacchi contenevano 6,82 % H_2O. Nell'ottobre 1880 Scacchi (7) trovò insieme al neociano una sostanza bianca, in forma di tubercoli di varia figura, che talvolta sembravano minute stalattiti e che risultarono composti di biossido di silicio quasi perfettamente anidro (la perdita di peso oscillò tra 0,51 e 0,72 %). Al microscopio si comportarono come una sostanza amorfa: il peso specifico era 2,287. Pure pressochè anidri sono dei mammelloni o delle croste fistolose che ricoprono delle ceneri opalizzate che sono state trovate e descritte da Lacroix (10) dopo l'eruzione del 1906, e che ho avuto occasione di studiare anch'io. Quest'opale forma anche dei piccoli tubercoli vuoti, aperti ad un estremo, che Lacroix giustamente ha paragonato a delle coppe. Io li ho trovati anche insieme all'acido borico, nel giugno 1908, ed abbondanti insieme al selenio, al gesso, al sassolino ecc. tra i prodotti delle fumarole dell'eruzione del 1895: questi ultimi erano per lo più leggermente colorati in roseo. In tutti i casi che abbiamo finora trattato, l'opale è da ritenersi come un prodotto pneumatolitico delle fumarole vesuviane, specialmente di quelle leggermente solfidriche. Le varietà terrose o in croste facilmente triturabili, bianche, talvolta anche abbondanti, sono, invece, da considerarsi come il semplice risultato della decomposizione dei silicati delle scorie delle fumarole da parte degli acidi che da queste sfuggono. Il minerale che più resiste è, di solito, l'augite, ma spesso viene decomposta come gli altri (leucite, feldspati ecc.) che la accompagnano, e già Blum (5) e Sillem (6) descrissero pseudomorfosi di opale su augite del Vesuvio. In quantità considerevole fu trovata quest'opale bianca, qua e là colorata da altri prodotti di decomposizione, nel mese di aprile 1882 [1]) sulle scorie del cratere da A. Scacchi (7), il quale ne studiò accuratamente le proprietà assorbenti e l'uscita dell'acqua a varie temperature. Il minerale polverizzato, secco all'aria, conteneva 17,87 % H_2O. Scacchi ritenne che fosse diverso dall'opale, e propose di chiamarlo *granulina*, ma è evidente che se per opale s'intendono tutte le varietà amorfe, più o meno

[1]) Non riesco a capire per quale serie di equivoci lo scritto (7) di Scacchi, che fu letto all'Accademia di Napoli il 4 dicembre 1880, sia indicato da Lacroix (10) così: Atti R. Accad. Sc. Napoli, 4 dicembre 1854 (!), e come lo stesso Autore abbia confuso la silice anidra descritta in quel lavoro con la granulina del 1882, che non accompagnava affatto, come crede Lacroix, la neocianite, e della quale Scacchi parlò in altra pubblicazione (8). Ancor più straordinario è che Lacroix ritenga tutte queste sostanze prodotte nell'eruzione dell'ottobre 1854!

idrate, di biossido di silicio, del quale non rappresentano che un idrogelo, è evidente che il nome di granulina è del tutto superfluo. Insieme alla granulina, Scacchi aveva osservato dei dischetti perlacei a contorno esagonale, che E. Scacchi e vom Rath (in Scacchi) avevano creduto potessero appartenere alla tridimite, ma vom Rath (9) dimostrò che si trattava di un plagioclasio in via di decomposizione. Dopo l'eruzione del 1906, le rocce di varie fumarole del cratere sono state trasformate in silice idrata, come ha ricordato Lacroix ((10) (11)) e come ho avuto occasione di constatare io stesso. In alcune di esse prospicienti la Punta del Nasone e vicinissime all'orlo del cratere, il fenomeno era osservabile ancora nell'aprile 1909 [1]).

CUPRITE Cu_2O

1. 1887. E. Scacchi, Rendiconto della R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 50.

Osservata e descritta per la prima volta da E. Scacchi: rinvenuta sotto forma di sottile strato di colore rosso violetto cupo, nel quale si riconoscono alcuni minuti cristallini {111}, insieme all'atacamite in un sol punto della lava della Scala, che è, come è noto, del 1631.

Evidentemente la cuprite è di formazione pneumatolitica.

PERICLASITE MgO

(Periclasia)

1. 1841. A. Scacchi, Della periclasia, nuova specie di minerale del Monte di Somma. Memorie mineralogiche, pag. 22, Napoli. Tradotta in francese da Damour: Annales des Mines, 1843, (4ᵉ) III, 369.
2. 1843. A. Damour, Annales des Mines, (4ᵉ) III, 369.
3. 1849. A. Damour, Bulletin de la Soc. géol. de France, (2ᵉ) VI, 311.
4. 1876. A. Cossa, Memorie R. Accad. Lincei, (2ᵒ) III, 3.
5. 1891. O. Leneček, Tschermak's min. petr. Mitth., XII, 448.

Scoperta e descritta da A. Scacchi (1), che la chiamò periclasite per la proprietà che ha di sfaldarsi secondo le facce del cubo.

Sistema cristallino: cubico.

Forme: {111} (Scacchi).

In un campione del Museo di Napoli si scorge un ottaedro abbastanza perfetto, di colore verde chiaro, che misura circa 5 mm.

Sfaldatura perfetta secondo le facce del cubo.

La periclasite forma piccoli cristalli o granuli cristallini senza forma distinta, che possono raggiungere, secondo Leneček (5), fino 8 mm. in lunghezza e in larghezza, di colore verdognolo più o meno intenso, ovvero bruniccio, trasparenti, con splendore vitreo.

I granuli più grandi risultano di solito dall'unione di parecchi granuletti ammucchiati.

---

[1]) Nella collezione Johnston-Lavis ho notato bei campioni di opale raccolti al Vesuvio nel lapillo del 1887.

Durezza = 6. Peso spec. 3,75 (Scacchi (1)), 3,674 (Damour (3)), 3,642 (Cossa (4)).

Nelle sezioni sottili è trasparente, alle volte quasi incolora o debolmente gialliccia, in alcuni casi di colore giallo verdognolo o giallo-bruniccio abbastanza intenso.

Comp. chimica. MgO: una parte variabile del magnesio è sostituita dal ferro ferroso.

La composizione della periclasite è stata determinata esattamente da Scacchi (Analisi I); tre analisi eseguì Damour: due (2) (II e III) su materiale inviatogli dallo stesso Scacchi, ed una terza (3) (IV) su altro inviatogli dal sig. A. de Reyneval. Più recentemente Cossa (4) ha pubblicato due analisi di una varietà meno ferrifera (V e VI).

	I	I	III	IV	V	VI
MgO	89.04	92.57	91.18	93.38	95.39	95.78
FeO	8.56	6.91	6.30	6.01	4.56	4.13
Insol.	—	0.86	2.10	—	—	—
	97.60	100.34	99.58	99.39	99.95	99.91

Che il ferro è contenuto nella periclasite allo stato ferroso, sostituendo isomorficamente il magnesio, fu dimostrato dapprima da Scacchi, poi dal Damour.

La periclasite al cannello non fonde: la polvere si scioglie facilmente negli acidi.

Alterazioni. La periclasite si cambia talvolta in idromagnesite, come per il primo osservò Leneček (5) [1]: la trasformazione procede dall'esterno verso l'interno.

Giacitura. Scoperta da Scacchi in certi blocchi calcarei del Monte Somma, associata alla forsterite e ad una sostanza terrosa, bianca, considerata da Scacchi come carbonato di magnesio puro. Cossa l'ha rinvenuta in blocchi di composizione simile alla predazzite, nei quali non era associata alla forsterite.

CALCE CaO

1. 1773. Ferber, Briefe aus Welschland ecc., pag. 216 della traduzione francese di Dietrich.
2. 1883. A. Scacchi, Memorie della Società Ital. delle Scienze (detta dei XL), (3ª) IV. N. 8, pag. 12.
3. 1889. A. Scacchi, Catalogo dei minerali e delle rocce vesuviane ecc., pag. 5.

Già Ferber (1) ha ricordato pezzi di calcare ridotti in calce dal calore, che sono stati poi in seguito osservati da altri studiosi, ma sopratutto a Scacchi si devono ricerche estese in proposito (2). Scacchi ha trovato abbastanza spesso il calcare calcinato incastonato nella lava del 1631, per l'azione degli agenti esterni idratatosi ed in parte di nuovo carbonatato (vedasi all'idrodolomite); ossido di calcio più o meno puro si trova, secondo Scacchi (3), anche in altre lave recenti [2]: in modo particolare egli cita (2) un saggio di calcite trovata inviluppata nella parte superficiale della lava del 1872 circa un mese dopo l'incendio, e che presentava un'alcalinità assai spiccata. Anch'io ho osservato la trasformazione in ossido di calcio di alcuni frammenti di calcare inclusi nella lava del 1906.

---

[1]) Già Cossa (4) aveva notato che alcuni piccoli cristalli di periclasite sono « spalmati di una materia amorfa polverulenta ».

[2]) Anche Lacroix (*Les enclaves des roches volcaniques* pag. 154) scrive che le lave moderne del Vesuvio contengono talvolta dei blocchi di calcari sedimentari, generalmente calcinati, fessurati alla superficie e raramente silicatati.

MASSICOTTITE PbO

1. 1883. G. Freda, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 92.

Osservata e descritta per la prima volta da Freda sotto forma di sottili e rare venature di colore giallo chiaro, solubili nell'acido acetico e nelle soluzioni di idrato potassico, sulla superficie di frattura dei blocchi calcarei contenenti la galena.

TENORITE CuO

1825. G. Semmola: ?
1. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 481.
2. 1826. N. Covelli, Débit de minéraux du Vésuve, pag. 9.
3. 1835. L. Pilla, De' progressi della geologia in Italia, Napoli.
4. 1837. F. Cassola, Appendice al vol. III del Trattato di Chimica ecc.
5. 1838. F. Casoria, Il Lucifero. Anno I, N. 43, pag. 171.
6. 1839. N. Covelli, Atti R. Accad. delle Scienze di Napoli, IV, Mineralogia, pag. 9. Memoria letta il 21 luglio 1826.
7. 1839. D. F. Wiser, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 423.
8. 1841. G. Semmola, Opuscoli ed opere minori, pag. 45. Anche Bulletin Soc. Géol. de France, 1842, XIII, 206.
9. 1845. A. Scacchi, Napoli e i luoghi celebri delle sue vicinanze, II, 406.
10. 1855. A. Scacchi, Memoria sullo incendio vesuviano del mese di maggio 1855 ecc., pag. 171.
11. 1859. G. Guiscardi, Annali del R. Osservatorio Vesuviano. 1° quaderno, pag. 72.
12. 1865. N. S. Maskelyne, Reports of the British Association for the Advancement of Science, pag. 33.
13. 1871. L. Palmieri, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 92.
14. 1873. G. Guiscardi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 46.
15. 1873. L. Palmieri, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 94.
16. 1873. L. Palmieri, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, V, N. 17, pag. 60.
17. 1874. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, VI, N. 9, pag. 10.
18. 1879. E. Kalkowsky, Zeitsch. für Kryst., III, 279.
19. 1906. F. Zambonini, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, XIII, N. 8, pag. 2.
20. 1907. A. Lacroix, Bulletin de la Soc. franç. de Minér., XXX, 226.

Descritta per la prima volta da G. Semmola nel 1825, come egli stesso afferma nella sua raccolta di opuscoli del 1841 (8), nella quale è detto di *riprodurre* un lavoro sopra un minerale da lui trovato al Vesuvio e descritto nel 1835: nè Scacchi (17), nè io abbiamo potuto trovare, però, traccia della memoria pubblicata allora dal Semmola. Che questi abbia effettivamente fatto conoscere nel 1825 il suo nuovo minerale non è dubbio: infatti, il Covelli già nel 1826 ((2) e (6)) parla come di cosa nota dell'ossido cuprico del Vesuvio, ed in seguito Pilla (3), Cassola (4) e Casoria (5) ne scrissero, sempre prima delle pubblicazioni note del Semmola del 1841 e 1842 (8), assegnandone a quest'ultimo la scoperta. Il Semmola determinò esattamente la natura chimica del minerale, da lui dedicato al noto botanico Tenore: nelle addizioni al *Prodromo*, Monticelli e Covelli (1) lo descrissero sotto il nome di rame foliaceo, senza determinarne esattamente la natura. Casoria ed altri lo chiamarono col nome chimico di rame ossidato, e Scacchi adoperò da prima (9) il nome di *melaconisa*, in seguito quello di tenorite.

Sistema cristallino: triclino.

Nè Semmola, nè Monticelli e Covelli si pronunciarono sul sistema cristallino

al quale appartiene la tenorite: essi si limitarono a riferire che le laminette del minerale presentano talvolta contorno esagonale e, secondo Semmola, anche triangolare. Wiser (7) opinò, in base alla forma esagonale allungata di alcune lamine, che il minerale potesse appartenere al sistema esagonale: Maskelyne (12) e Scacchi (17) lo considerarono monoclino e, finalmente, Kalkowsky (18) in base alle proprietà ottiche dimostrò che è, in realtà triclino, pseudomonoclino.

I cristalli di tenorite, come ritenne probabile già il Maskelyne (12), sono tabulari secondo quella faccia che nella melaconite di Lostwithiel studiata dallo stesso Maskelyne ha il simbolo {100} [1]).

Secondo questa stessa forma sono pure spesso tabulari i cristalli di ossido di rame formatisi, come la tenorite, per azione del vapor d'acqua sul cloruro di rame nella officina Mulden, presso Freiberg, che furono studiati da Jenzsch [2]). Le lastrine di tenorite sono di solito irregolarmente terminate: di rado sono limitate da facce naturali, più spesso da facce di sfaldatura parallele alle forme o{111} e o'{$1\bar{1}1$} (orientazione di Maskelyne): le due sfaldature presentano un grado assai diverso di perfezione, tanto che, come giustamente rimarcò Kalkowsky, di solito se ne scorge nelle laminette una sola e l'altra assai di rado: le tracce delle due sfaldature su {100} formano tra loro un angolo di circa 72° ½: il loro diverso carattere fisico era stato riconosciuto già da Scacchi (17), il quale aveva notato che sulle facce di {100} esistono delle strie parallele ad uno solo degli spigoli inclinati fra loro di 72° ½.

I cristallini di tenorite sono quasi sempre geminati: piano di geminazione è una faccia di {011}: l'asse di geminazione è parallelo allo spigolo {(011):(100)}, come ha dimostrato Kalkowsky.

Descrizioni minuziose delle geminazioni e delle associazioni delle laminette di tenorite formatesi dopo l'incendio del 1872 e principalmente a partire dal gennaio 1873 sono dovute a Scacchi (17), il quale ha studiato con grandissima cura, e riproducendo le varietà più interessanti in numerose figure, le lamine translucide, geminate, a contorno rombico, allungate parallelamente alla sutura di geminazione, e che presentano delle strie inclinate su di essa di 72°, e delle altre più rare che formano con la sutura stessa angoli di 36° o di 54°; le lamine pure translucide, a contorno esagonale, con due lati paralleli più lunghi, da ciascuno dei quali e perpendicolarmente ad essi partono minute e numerose liste opache che non giungono ad incontrarsi nel mezzo della lamina, che presenta, così, una zona chiara; la varietà opaca, rappresentata da aggregati di cristallini, geminati gli uni rispetto agli altri e disposti in due serie come le barbe di una penna; gli aghetti terminati in punta aguzza e che generalmente si dispongono in tre direzioni, due delle quali s'incrociano con angoli di 36° e 144°, mentre la terza incontra le due prime con angoli di 72° e 108°; e, finalmente, una varietà composta di lamine di varia grandezza sovrapposte, spesso aggruppate intorno ad un centro comune, in modo da imitare la disposizione dei petali delle rose.

---

[1]) Scacchi (17) credette che la tenorite del Vesuvio e la melaconite di Maskelyne fossero due specie diverse per polisimmetria, ma sulla identità dei due minerali non può ormai sorgere più dubbio.

[2]) Pogg. Ann. 1857, CVII, 647.

A queste varietà distintamente cristalline, che furono già dal Semmola notate sotto i nomi di forma foliacea, laminosa e capillare, se ne deve aggiungere un'altra più rara, che ha aspetto di polvere, e che fu pure osservata da Semmola: Casoria (5) la ritenne erroneamente nuova, e la chiamò « rame ossidato terroso »: Scacchi (17) stabilì che la polvere, esaminata al microscopio, lascia scorgere nei suoi granelli più o meno distinta la forma lamellare e che, quindi, può riferirsi ad una delle varietà su riferite.

Casoria volle distinguere anche un « rame ossidato lamelliforme compatto », formato da strette e spesse laminette irregolarmente aggruppate, che nell'insieme hanno l'aspetto di un muschio.

Le laminette di tenorite possono raggiungere la lunghezza di 5-6 mm. e qualche volta anche una maggiore (fino 10 mm.): lo spessore è sempre minimo, e Kalkowsky lo determinò in un caso in 0,0011 mm.

La tenorite presenta colore variabile dal grigio piombo al nero, e di solito è opaca: soltanto le laminette molto sottili sono in vario grado trasparenti con colore bruno giallastro più o meno chiaro. Queste laminette presentano l'interessante fenomeno di assorbire quasi completamente la luce polarizzata nella direzione di una sezione principale, come scoprì Maskelyne: per questo carattere, le laminette di tenorite somigliano molto alle sezioni sottili di tormalina nera. La sezione principale in questione forma con la direzione di allungamento un angolo di 29°-35° ed è inclinata di pochi gradi sull'asse verticale (Kalkowsky). Io in varie laminette di tenorite del 1908 ho potuto perfettamente confermare le osservazioni del Kalkowsky.

Comp. chimica: Cu O, come riconobbe esattamente Semmola, il quale accertò che il peso dell'ossido di rame che si ottiene dalla soluzione della tenorite negli acidi ordinarî per mezzo dell'idrato di potassio, uguaglia quello del minerale adoperato.

Monticelli e Covelli (1) non riuscirono ad accertare che l'esistenza del rame, e supposero probabile quella dell' « acido arsenicale ». Casoria (5) con varî esperimenti confermò che la tenorite è ossido rameico e Wiser (7) trovò che il minerale vesuviano al cannello si comporta esattamente come l'ossido cuprico. Secondo Guiscardi (11), la tenorite del 1858 dava le reazioni del titanio e Palmieri (15) constatò nel 1855 l'esistenza del piombo in una varietà di colore grigio di acciaio, in laminette molto allungate.

I caratteri pirognostici della tenorite furono estesamente descritti da Semmola. Al cannello fonde, colorando la fiamma in verde: si scioglie negli acidi ordinari e la soluzione dà le reazioni del rame.

Alterazioni. Sotto l'azione dell'acido cloridrico delle fumarole la tenorite si trasforma facilmente in ossicloruri di rame che vanno generalmente sotto il nome di atelina.

Giacitura. La tenorite è un minerale pneumatolitico delle fumarole vesuviane a sali di potassio e sodio, che si forma per azione del vapor d'acqua sul cloruro rameico, giusta la reazione reversibile

$$CuCl_2 + H_2O \rightleftharpoons CuO + 2\,HCl$$

come riconobbe esattamente Covelli (6) già nel 1826. Semmola aveva ammesso come genesi della tenorite la seguente: « il cloruro ed il carbonato di rame, che trovasi nelle materie infuocate de' crateri e de' fumajoli, è scomposto dalla calce o dalla soda pura o carbonata che in que' luoghi frequentemente si trovano, e si forma cloruro di sodio e deutossido di rame..... ». Questa ipotesi di Semmola, che si fonda sull'esistenza al

Vesuvio degli ossidi liberi del calcio e del sodio, e che ammette quella del carbonato di rame, non ha bisogno certo di essere combattuta.

Strano è che le giuste idee di Covelli, quantunque confermate dalle osservazioni di Richter sull'ossido cuprico della fornace Mulden, sieno state così poco conosciute a Napoli, da far sostenere al Palmieri (13) che al Vesuvio « il cloruro di rame ed il cloruro di piombo derivano dagli ossidi che li precedono e non già che questi procedono da quelli ». Il Rammelsberg in una nota apposta alla traduzione di un lavoro del Palmieri sull'eruzione del 1872, combattè con copia di argomenti la pretesa precedenza degli ossidi ai cloruri, ma il Palmieri in seguito (16) insistè nelle sue idee, affermando che la tenorite si forma sia nelle fumarole anidre che in quelle idrate, e che egli non aveva mai visto nascere dal cloruro l'ossido di rame. In queste parole è contenuto il germe dell'errore di Palmieri e la ragione della sua opposizione ad accettare l'origine della tenorite per azione del vapor d'acqua sul cloruro di rame: egli ammette, infatti, l'esistenza di fumarole *anidre* nelle quali un tal modo di formazione sarebbe, evidentemente, impossibile, mentre, invece, in realtà, le fumarole che Sainte Claire Deville chiamava secche contengono quasi sempre vapor d'acqua. Guiscardi (14) per le fumarole anidre suppose l'esistenza del cloruro cuproso che si decomporrebbe all'aria in idrato cuprico o cloruro rameico: il primo, data l'elevata temperatura delle fumarole, si trasformerebbe in tenorite. È verosimile che in questo modo possa formarsi una piccola parte della tenorite vesuviana, specialmente quella che si osserva, piuttosto scarsa, subito dopo l'eruzioni, ma non vi ha dubbio che l'origine ordinaria della tenorite sia quella indicata da Covelli nel 1826.

La tenorite è stata osservata da Semmola dapprima nelle scorie dei crateri del 1760, che la fornirono in quantità: Monticelli e Covelli e lo stesso Semmola la trovarono nel 1825 e Covelli anche nel 1826 nelle fumarole attive della pendice orientale del cratere del Vesuvio. Dopo l'eruzione del 1855 si formò assai scarsamente (Scacchi (10)), molto abbondante, invece, in seguito all'eruzione del 1872 a cominciare specialmente dal gennaio 1873 (Scacchi (17)). Dopo la grande conflagrazione dell'aprile 1906 la tenorite si è osservata dapprima molto scarsamente (Zambonini (19), Lacroix (20)); sul finire del 1906 la sua produzione è aumentata, ed è stata abbondante durante tutto l'anno 1907, poi è diminuita. La tenorite, come aveva già notato Semmola, è sempre accompagnata dai cloruri alcalini: anche quando questi non sono visibili ad occhio, è facile constatarne l'esistenza, trattando con acqua le scorie in vicinanza della tenorite.

EMATITE Fe_2O_3

1. 1696. B. Connor, Acta Eruditorum. Lipsia.
2. 1738. F. Serao, Istoria dell'incendio del Vesuvio accaduto nel mese di maggio del MDCCXXXVII, pag. 139 della 5ª ed. ital.-latina.
3. 1761. G. de Bottis, Ragionamento istorico intorno a' nuovi vulcani comparsi nella fine dell' anno scorso 1760, pag. 39.
4. 1773. Ferber, Briefe aus Welschland ecc., pag. 220-221 della trad. francese di Dietrich.
5. 1791. G. Gioeni, Saggio di litologia vesuviana, pag. 218, 219, 239.
6. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 76.
7. 1827. W. Haidinger, Pogg. Ann., XI, 188.
8. 1839. D. F. Wiser, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 423.
9. 1842. A. Scacchi, Esame cristallografico del ferro oligisto e del ferro ossidulato del Vesuvio.
10. 1844. T. Monticelli, Atti R. Accad. delle Scienze di Napoli, V, parte 2ª, pag. 211, 217, 229. Tre Memorie lette il 1º dicembre 1840, il 10 agosto 1841 e il 13 settembre 1842.
11. 1848. G. Sillem, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 413.
12. 1852. A. Scacchi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze di Napoli, pag. 104.
13. 1853. N. v. Kokscharow, Materialien zur Mineralogie Rusislands, I, 11, 12.

14. 1855. A. Scacchi, Memoria sullo incendio vesuviano del mese di maggio 1855, ecc., pag. 172.
15. 1858. C. F. Rammelsberg, Pogg. Ann., CIV, 531, 548.
16. 1859. C. F. Rammelsberg, Pogg. Ann., CVII, 451.
17. 1861. G. Guiscardi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 59.
18. 1872. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, V, N. 22.
19. 1873. G. vom Rath, Zeitsch. d. d. geol. Gesellsch., XXV, 234.
20. 1874. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, VI, N. 9, pag. 3.
21. 1876. G. vom Rath, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 386, 640.
22. 1876. A. Scacchi, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 637.
23. 1877. G. vom Rath, Verhandl. naturhistor. Ver. Rheinland. Bonn, pag. 148.
24. 1878. P. Groth, Die Mineralien-Sammlung der Kaiser Wilhelms-Universität Strassburg, pag. 114.
25. 1886. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, (2ª) I, N. 5, pag. 6.
26. 1891. A. Arzruni, Zeitsch. für Kryst., XVIII, 46.
27. 1903. G. Melczer, Zeitsch. für Kryst., XXXVII, 591.
28. 1906. H. Tertsch, Tschermak's min. petr. Mitth., XXV, 549.
29. 1907. A. Lacroix, Nouvelles Archives du Muséum, (4ᵉ), IX.
30. 1907. A. Lacroix, Bulletin Soc. franç. de Minér., XXX, 234.
31. 1907. J. Kunz, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., I, 65.
32. 1908. L. J. Spencer, Mineralogical Magazine, XV, 60.

Per lungo tempo, l'ematite del Vesuvio è stata considerata come antimonio e bismuto E questo errore non si trova soltanto in Bernardo Connor (1), che nel 1696 pretendeva che l'antimonio si rinviene sempre al Vesuvio, ma anche in Serao (2), che asserì di aver raccolto « verissimo antimonio » in un crepaccio della lava del 1737, e in de Bottis (3) che assicurò di aver trovato del bismuto in quella del 1760. E nell'errore continuarono taluni fino al 1822 [1]). Ferber (4) riconobbe l'ematite tra i minerali vesuviani, ma, siccome nei campioni da lui visti « non differiva in nulla da quella dell'Elba », dubitò della sua provenienza e continuò a parlare dell'antimonio grigio in aghi [2]). Finalmente Gioeni (5) dette notizie sicure dell'ematite delle lave e delle scorie del cratere.

È anche da ricordare che l'ematite micacea è stata spesso scambiata con la mica, e perfino da studiosi distinti: così Scacchi ((9), pag. 6) mostra di ritener per certo che la mica ricordata da Monticelli e Covelli in certi blocchi del 1822 sia stata, invece, ematite.

Sistema cristallino: romboedrico.

$$a : c = 1 : 1.3656 \text{ Kokscharow (13)}$$

Scacchi (9) ha assunto come fondamentale $cr = 57°33'$, che è la media di cinque misure eseguite sopra cristalli assi netti: ne seguirebbe $a : c = 1 : 1{,}3621$: dalle sue misure dell'angolo $rr = 86°0' - 86°2'$ dedusse Kokscharow le costanti surriferite, dando la preferenza, così, ai valori di $rr = 86°0'$ precisi, che sono in maggioranza (7 su 10). Da tutte le misure di Kokscharow, comprese quelle dell'angolo cr, Melczer (27) ha calcolato $a : c = 1 : 1{,}3652 \pm 0{,}0005$. Nei loro lavori sull'ematite del 1872, Scacchi (20) e Arzruni (26) accettarono le costanti di Miller $a : c = 1 : 1{,}3594$: dalle misure di Arzruni, Melczer ha dedotto $a : c = 1 : 1{,}367$. Lo stesso Melczer, in base alle misure da lui prese, ha calcolato $a : c = 1 : 1{,}3656 \pm 0{,}0009$ per dei cristalli di abito tabulare-romboedrico, e

[1]) Così G. de Nobili nella sua « Analisi chimica ragionata del lapillo eruttato dal Vesuvio nel 22 ottobre 1822 » trova nel lapillo stesso non solo l'antimonio, ma anche l'oro e l'argento!

[2]) Non saprei identificare con certezza la pirite arsenicale con aghi di sciorlo, ricordata da Ferber.

$a:c = 1:1,3654 \pm 0,0011$ per altri cristalli tabulari o prismatici. Da quanto si è esposto, chiaro risulta che le costanti di Kokscharow, con le quali coincide il risultato della serie migliore di misure di Melczer, sono quelle che devono preferirsi a tutte le altre proposte per l'ematite vesuviana.

Forme: $c\{0001\}$ $a\{11\bar{2}0\}$ $r\{10\bar{1}1\}$ $\eta\{0\bar{1}\bar{1}1\}$ $e\{0\bar{1}\bar{1}2\}$ $\pi\{11\bar{2}3\}$ $n\{22\bar{4}3\}$ $k\{21\bar{3}1\}$ $X\{44\bar{8}3\}$ $x\{5.5.\overline{10}.3\}$ $z\{22\bar{4}1\}$ $k_3\{7.7.\overline{14}.3\}$ $k_4\{8.8.\overline{16}.3\}$ $k_5\{33\bar{6}1\}$ $i\{42\bar{6}5\}$ $O\{52\bar{7}6\}$ $m_2\{62\bar{8}7\}$ $s\{72\bar{9}8\}$ $q\{8.2.\overline{10}.9\}$ $\beta\{2\bar{4}61\}$: non sicuramente determinate $\{1341\}$ e $\{6.8.\overline{14}.1\}$.

Monticelli e Covelli (6), a giudicare almeno dalle loro figure, hanno conosciuto le forme *crna*, sicuramente identificabili: Scacchi descrisse dapprima (9) soltanto *crna*, poi (20) $carenkXxzk_3k_4k_5iOm_2$**sq**.

Arzruni (26) osservò $car\eta_1\pi nkie$, non sicuramente determinabili $\{13\bar{4}1\}$. β e $\{6.8.\overline{14}.1\}$: Melczer (27) *carn*; Spencer (32) $cra\beta$; Groth (24) $cran\eta$. Molti studiosi che non è qui il caso di riferire hanno, poi, osservato le forme frequentissime *c* e *r*.

I cristalli di ematite del Vesuvio e del Monte Somma, sono per lo più, tabulari secondo *c* e limitati dalle sole facce del romboedro *r*: alle volte, invece, dopo la base la forma più estesa è il prisma *a*. Rari sono i cristalli prismatici ed ancora di più quelli nei quali domina *n*: eccezionali sono i cristalli descritti da Spencer nei quali la forma prevalente è β.

Frequenti sono i geminati a giustapposizione secondo la legge: asse di geminazione la normale ad una faccia di $\{10\bar{1}0\}$: presentano aspetto svariatissimo.

Al fosso di Cancherone e sulle fumarole della lava del 1855, sono stati osservati cristalli ottaedrici, la cui natura rimase per qualche tempo problematica. Quelli del fosso di Cancherone furono studiati da Haidinger (7), che l'interpretò giustamente come risultanti da un accrescimento parallelo di tavolette di ematite sulle facce di un ottaedro: in seguito li descrissero Monticelli (10), Scacchi (9), Wiser (8), vom Rath (21, 23) e di nuovo Scacchi (22): lo stesso Scacchi (14) si occupò accuratamente dei cristalli del 1855, ed altre notizie su di essi aggiunse vom Rath. I cristalli ottaedrici coi quali si accresce l'ematite sono di magnetite e di magnesioferrite; sulle loro facce si osservano parallelamente agli spigoli dell'ottaedro tre sistemi di strie, dei quali di solito uno, talvolta due, sono più accentuati [1]. Come ha trovato vom Rath, che ha dato l'interpretazione più probabile dell'accrescimento, i cristalli dell'ematite sono disposti in modo che la base è sensibilmente parallela a $\{111\}$, e su ogni faccia dell'ottaedro hanno due posizioni: lo spigolo $(0001):(10\bar{1}1)$ è, cioè, inclinato di $90°$ in un caso, di $270°$ nell'altro, sugli spigoli dell'ottaedro. I cristalli di ciascuna delle due serie risultanti sono in posizione di geminazione rispetto a quelli dell'altra. Scacchi ha data un'altra interpretazione, secondo la quale la base dei cristalli di ematite e la faccia adiacente di $\{111\}$ non sarebbero parallele, ma formerebbero un angolo di $1°18'$, ma Scacchi non ha potuto dimostrare con misure la non esistenza del parallelismo ammesso da vom Rath, e questi ha fatto notare i numerosi vantaggi che la sua spiegazione presenta su quella di Scacchi.

[1]) Nel 1842 Scacchi aveva creduto che gli ottaedri di Cancherone risultassero semplicemente « dal particolare accozzamento » di minutissimi cristalli romboedrici. E concluse che dai fatti osservati « si deduce una nuova legge per i gruppi cristallini, cioè che i cristalli del sistema del prisma esaedro (esagonale) si possono unire insieme con gli assi principali inclinati di gradi $70°32'$ ».

Oltre che in cristalli nitidi, l'ematite pneumatolitica del Monte Somma e del Vesuvio si presenta in forme stalattitiche, coralloidi, di tubi a protuberanze vuoti nell'interno, ed anche in bellissimi aggruppamenti dendritici. Le stalattiti di ematite vesuviana contengono spesso una gran quantità di sali solubili: in alcune del 1844, del 1850 e del 1855 secondo Scacchi (14) l'ematite non forma che tutt'al più da $^1/_4$ a $^1/_3$ delle stalattiti stesse.

Molto frequenti sono anche le forme micacee: le laminette sono talvolta così sottili da essere trasparenti.

I cristalli più belli sono stati rinvenuti al fosso di Cancherone e furono studiati da Scacchi [1]) (9), il quale vi rinvenne le forme *c r n a*: la base è quasi sempre dominante; in non pochi casi, però, *c* e *r* sono in equilibrio, e ne risultano cristalli pseudottaedrici. Frequentissimi sono i cristalli deformati, per lo più molto allungati nella direzione di uno degli spigoli *c r*, nella quale raggiungono perfino 7 cm. Veramente splendidi sono gli aggruppamenti dendritici, nei quali i singoli individui si incontrano ad angoli di 60° o 120°: alcuni ne furono descritti da Scacchi anche nel 1874 (20), che allora vi ritrovò il romboedro *e*.

Molto importanti sono i cristalli dei blocchi rigettati e delle fumarole del 1872: vom Rath (19) li descrisse brevemente come cristalli *c r*, talvolta geminati: Scacchi nei cristalli di un blocco rigettato rinvenne le forme $c\, r\, a\, n\, k\, X\, x\, z\, k_3\, k_4\, k_5\, i\, O\, m_2\, s\, q$: in quelli magnifici di una fumarola della lava del Fosso di Faraone, lunghi talvolta fin 3 cm. e non inferiori per bellezza a quelli del fosso di Cancherone, trovò soltanto *c r a n*. Tra questi ultimi cristalli, che hanno aspetto molto variabile grazie alla varia estensione delle quattro forme che in essi si osservano, sono frequenti i geminati secondo la legge già indicata: ordinariamente sono allungati nel senso dello spigolo $[01\bar{1}]$ od analogo che la base forma con la faccia di $\{10\bar{1}0\}$ comune ai due individui [2]). Spesso questi geminati si raggruppano tra loro od anche con cristalli unici in vario modo, dando luogo a complessi bizzarri, taluni dei quali furono descritti e figurati da Scacchi.

Per interpretarne alcuni, Scacchi ammise oltre alla legge di geminazione riferita con asse normale ad una faccia di $\{10\bar{1}0\}$, anche un'altra, per la quale l'asse di geminazione sarebbe normale e il piano di congiungimento parallelo a $\{11\bar{2}0\}$. Strüver [3]), però, fece notare che questa seconda legge è impossibile, essendo in una sostanza romboedrica le facce di $\{11\bar{2}0\}$ piani di simmetria, e che per interpretare i gruppi descritti da Scacchi non occorreva invocare altra legge di geminazione fuori della solita. Arzruni (26) studiò dei cristalli di ematite, tabulari secondo *c*, tratti dalle scorie della lava del 1872 presso S. Sebastiano, che presentavano le forme $c\, a\, r\, \eta\, \pi\, n\, k\, i$ e, non sicuramente determinabili, β, $\{13\bar{4}1\}$ e $\{6.8.\overline{14}.1\}$. Probabilmente devono la loro formazione all'incendio del 1872 anche quelli descritti

---

[1]) È probabile che sieno stati del fosso di Cancherone anche i cristalli misurati da Kokscharow.

[2]) Geminati di tale tipo con *r* e *c* sono stati osservati da A. Scacchi (25) anche in quel blocco del 1872 che fornì la sellaite e la wagnerite. In esso Scacchi notò anche un frammento di cristallo interpretato come un geminato secondo la legge: asse di geminazione la normale a $\{100\}$, composto di due individui offrenti facce di *r* e di *n*. Questa interpretazione è, però, dubbia.

[3]) Memorie R. Accad. Lincei 1889 (4), VI, 153.

da Melczer (27): tavolette *cr* o *cra* in un caso, e cristalli tabulari o prismatici nei quali forme dominanti erano *c* e *a*, subordinate *r* e *n* in un altro: quelli tabulari erano geminati [1]).

Anche l'ematite prodottasi dopo l'eruzione del 1906 è stata oggetto di ricerche cristallografiche. Lacroix (30) sulla lava di Boscotrecase ed anche in alcuni blocchi rigettati (29 pag. 75) con pirosseno giallo d'oro osservò cristallini *cr*: Spencer (32) nel blocco con cloromanganocalite alterata trovò cristallini scalenoedrici, nei quali dominava β: piccole faccette subordinate presentavano *c* e *r*. Altri cristalli piccolissimi mostrarono le comb. *ca* e *car*.

Secondo le mie osservazioni, l'ematite che accompagnava l'anfibolo bruno rossiccio del quale si parlerà in seguito forma piccoli cristalli (non più di 2 mm.) *cr*, per lo più tabulari secondo la base: talvolta *r* è più grande, ma le sue facce restano sempre inferiori a *c* per estensione. Notevole è il fatto che tre misure molto precise dell'angolo *cr* mi hanno dato 57°46', 57°45', 57°46' e dalla media $cr = 57°45'40''$ seguirebbe $a:c = 1:1,3732$, ossia un valore considerevolmente superiore a quelli finora trovati nell'ematite vesuviana. È possibile, però, che la differenza sia dovuta al fatto che i cristallini in questione sono alquanto titaniferi, come ho stabilito con ricerche qualitative. D'accordo con questa mia supposizione sta il fatto che Melczer nella ematite di Tavetsch, la quale, secondo Loczka (in Melczer), dà netta reazione del titanio, ha trovato $a:c = 1;1,3693$, ossia un valore un po' più elevato di quello assegnato all'ossido ferrico puro (1:1,3654).

I valori normali ho, invece, ottenuti nei piccoli e bellissimi cristallini che accompagnano l'enstatite in un altro blocco del 1906. Sono spesso più o meno fortemente schiacciati secondo due facce parallele di *r* e contemporaneamente allungati parallelamente ad uno degli spigoli di combinazione di *r* e *a*. Le forme più comuni sono appunto *rac*, delle quali domina *r*: in qualche cristallino si osservano anche altre forme, tra le quali specialmente *e* è assai frequente. Come media di sei misure oscillanti tra 85°59' e 86°2' ho avuto $rr = 86°0'$: per *cr* la media trovata è 57°36 $^{3}/_{4}$': si ha, quindi, accordo completo con i valori dedotti dal rapporto assiale di Kokcharow ($rr = 86°$ $cr = 57°37'4''$).

Insieme all'anfibolo nero nelle piccole cavità miarolitiche di taluni blocchi ho osservato sovente cristallini di ematite tabulari secondo la base con le forme *cre*, quest'ultima esilissima.

L'ematite del Vesuvio e del Monte Somma è, per lo più, di colore grigio acciaio con vivo splendore metallico: le tavolette esili sono talvolta più scure e quelle esilissime di colore rosso sangue, abbastanza trasparenti. Queste ultime sono decisamente rare. Una varietà in squamette piccolissime, leggere tanto che il più lieve soffio basta a disperderle, di un bel colore rosso di rame, si rinvenne sopratutto dopo le eruzioni del 1822 e del 1855: le guide la chiamarono (quella del 1822), in base al colore, *rame*, mentre Monticelli e Covelli (6) l'indicarono col nome di *ferro-ossidato rosso di rame*. Alle volte l'ematite forma incrostazioni terrose ed allora è di colore rosso.

---

[1]) Del fosso di Cancherone, probabilmente, è il grande e bel cristallo sciolto descritto da Groth (24) con le forme *crηan*, con aspetto di prisma dovuto al predominio delle facce (0001) $(000\bar{1})$ $(10\bar{1}\bar{1})$ $(\bar{1}01\bar{1})$.

L'ematite del Vesuvio e del Monte Somma è spesso magnetica, come sovente accade nelle ematiti vulcaniche. Già Monticelli (10) osservò questa proprietà nell'ematite di Cancherone: Wiser (8) fece la stessa osservazione indipendentemente dal Monticelli, e pose il quesito se i cristalli *cr* di Cancherone, quantunque abbiano la scalfittura di colore rosso, non fossero da considerarsi piuttosto come una miscela di ematite e di magnetite. Estese ricerche furono eseguite da Scacchi (14), il quale stabilì che tutte le varietà esaminate si rivelano magnetopolari al magnetoscopio di Melloni: studiate con l'ago calamitato alcune di esse non danno segno di magnetismo, altre sono più o meno energicamente magnetiche o magnetopolari. Nessuna relazione potè scoprire Scacchi tra la forma dei cristalli e la distribuzione del magnetismo. Sulle proprietà magnetiche dell'ematite del Vesuvio vedasi, poi, F. Kunz (31).

Nell'ematite della sabbia vesuviana del 1906 caduta in Trieste Tertsch (28) ha osservato netto pleocroismo: ε rosso-giallo ω rosso sangue scuro.

Peso specifico (secondo Rammelsberg) 5,303 (An. I), 5,075.

Comp. chimica. Fe_2O_3. Le analisi esistenti sono le seguenti: I cristalli tabulari, (Rammelsberg (15)), II laminette e tavole sottilissime (Rammelsberg (16)), III varietà rosso di rame del 1855 (Guiscardi (17)).

	I	II	III
Fe_2O_3	96.15	98.05	93.94
TiO_2	—	—	2.55
FeO	3.11	—	—
MgO	0.74	1.40	—
	100.00	99.45	96.49

Nell'ematite stalattitica del 1855, compenetrata da cloruri e solfati di K, Na, Ca, Mg, Rammelsberg (16) trovò peso spec. 5,075 e 0,9 % MgO: FeO mancava completamente. Lo stesso Rammelsberg (15) ha anche analizzato una varietà « ottaedrica » con peso spec. 5,235 e la composizione Fe_2O_3 92,91 FeO 6,17 MgO 0,82 Sa = 99,90, che doveva rappresentare, probabilmente, un accrescimento regolare secondo le leggi su indicate, di ematite su magnetite.

È verosimile che anche il materiale dell'analisi I contenesse della magnetite.

Al cannello l'ematite non fonde: l'acido cloridrico l'attacca lentamente.

Giacitura. L'ematite è uno dei prodotti pneumatolitici più frequenti del Vesuvio e del Monte Somma.

Al Monte Somma si rinviene nelle cavità dei blocchi lavici: in grande abbondanza fu scoperta da Monticelli al Fosso di Cancherone nel 1821. Questo giacimento fu descritto dallo stesso Monticelli (10) e da A. Scacchi (12); si tratta di un'antica bocca eruttiva che si apriva nelle alte pendici del Monte Somma, ora disgraziatamente andata perduta, essendo il luogo stato messo a cultura. Monticelli vi trovò delle masse formate da molti mammelloni insieme riuniti. del peso, talune, di poco inferiore ai 2 kg.

L'ematite riposa su una leucotefrite profondamente alterata, ed è accompagnata da piccoli rombododecaedri bruno-rossastri di melanite, riconosciuti per tali da Scacchi [1]. Lacroix (29 pag. 79) ha studiato le alterazioni subite dalla leucotefrite: la magnetite è sparita e la roccia si è arricchita di grani irregolari di augite giallo d'oro; anche i

---

[1]) Monticelli aveva creduto che fossero da riferirsi all'olivina.

fenocristalli di augite sono ingialliti, ora alla loro periferia, ora secondo delle fratture irregolari: la leucite è cambiata in piccole bacchette riferite al sanidino. A. Scacchi (9 e 18) ha ricordato i cristalli di ematite di un'altra bocca eccentrica del Monte Somma, da lui rinvenuta nel 1840 tra Bossa e Torre di Vassano, assai più vicino a Bossa.

Nei blocchi rigettati durante le grandi conflagrazioni vesuviane l'ematite è uno dei minerali pneumatolitici più frequenti, e si trova associata ai silicati più svariati. Scacchi (12 e 18) ne rese nota la grande diffusione nei blocchi del 1822 e del 1872, Lacroix (29) in quelli del 1906. Anche come prodotto delle fumarole delle lave e del cratere l'ematite è frequente dopo le eruzioni, ma non sempre è abbondante allo stesso modo. Così, dopo gli incendi del 1855 e del 1872 l'ematite fu abbondante, sia in nitidi cristalli che in stalattiti: dopo quella del 1906, invece, sia sulle lave che sul cratere si formò in quantità relativamente assai scarsa. I più bei cristalli di ematite vesuviana furono trovati nel 1872 su una fumarola della lava, nella località detta fosso di Faraone: vistosi esemplari furono pure trovati nelle fenditure della lava del 1767, presso la cappella di S. Vito (Scacchi (12)).

Nella collezione Johnston-Lavis ho visto belle lamine, talvolta arborescenti, provenienti dalla lava del 1631, nella località detta dei Camaldoli della Torre.

L'ematite del Vesuvio e del Monte Somma deve la sua formazione all'azione del vapor d'acqua sui vapori di cloruro ferrico ad alta temperatura, secondo la nota reazione reversibile

$$2\,FeCl_3 + 3\,H_2O \rightleftharpoons Fe_2O_3 + 6\,HCl$$

Fu Gay-Lussac che sul principio del secolo passato scoprì, con un'esperienza che ha fatto epoca, il modo di formazione dell'ematite vulcanica, e Covelli [1]) fu subito un sostenitore convinto delle idee di Gay-Lussac, che egli estese anche alla formazione di altri minerali pneumatolitici delle fumarole vesuviane. Solo Palmieri [2]) ebbe qualche dubbio sull'origine dell'ematite delle fumarole: non si spinse però fino a ritenere accertato anche per l'ematite che l'ossido preceda il cloruro, come aveva fatto per la tenorite. È inutile il notare che i dubbî di Palmieri sono del tutto infondati.

MAGNETITE Fe_3O_4

1. 1772. F. Galiani, Catalogo delle materie appartenenti al Vesuvio, pag. 49.
2. 1773. J. Ferber, Briefe aus Welschland ecc., pag. 244 della trad. francese di Dietrich.
3. 1791. G. Gioeni, Saggio di litologia vesuviana, pag. 239 e 268.
4. 1801. S. Breislak, Voyages physiques et lithologiques dans la Campanie, I, 149 e 174.
5. 1823. T. Monticelli e N. Covelli, Storia dei fenomeni del Vesuvio avvenuti negli anni 1821, 1822 e parte del 1823. Edizione del 1842. Opere dell'Abate Teodoro Monticelli, II, 300.
6. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 87.
7. 1833. L. Pilla, Lo Spettatore del Vesuvio e dei Campi Flegrei, §§ 22, 32.
8. 1837. J. S. Presl, Nerostopis, pag. 571 [3]).
9. 1839. D. F. Wiser, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 422.
10. 1842. A. Scacchi, Esame cristallografico del ferro oligisto e del ferro ossidulato del Vesuvio, pag. 16.
11. 1844. T. Monticelli, Atti R. Accad. delle Scienze di Napoli, V, 195. Memoria letta il 21 novembre 1837.

[1]) Atti R. Accad. delle Scienze di Napoli 1839, IV, Mineralogia, pag. 9. Memoria letta il 21 luglio 1826.

[2]) Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, 1871, pag. 90.

[3]) Devo alla cortesia del mio buon amico Dott. F. Slavík la comunicazione delle notizie che si riferiscono a minerali vesuviani contenute nell' opera del Presl.

12. 1872. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, V, N. 22.
13. 1874. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, VI, N. 9, pag. 3.
14. 1877. G. Strüver, Zeitsch. für Kryst., I, 231.
15. 1878. P. Groth, Die Mineralien-Sammlung der Kaiser Wilhelms-Universität-Strassburg, pag. 114.
16. 1907. A. Lacroix, Nouvelles Archives du Museum, (4ᵉ), IX, pag. 91 specialmente.

Senza dubbio erano magnetite le piccole arene nere, lucenti, attirate dalla calamita più dell' « arena comunale da scrivere » delle quali parla Galiani (1), ed una parte almeno dei piccoli cristalli di sciorlo neri, brillanti, molto ferruginosi, attirabili dalla calamita, descritti dal Ferber (2): lo stesso Ferber riconobbe che « meritano forse più il nome di piccoli cristalli di ferro che di sciorli ». Indicazioni sicure fornì Gioeni (3), che descrisse gli ottaedri fortemente magnetici, trovati entro le cavità di blocchi lavici del Somma e considerati identici alla *minera ferri crystallisata octaedrica* ecc. di Vallerio.

Sistema cristallino: cubico.

Forme: *o*}111{ *a*}100{ *d*}110{ *n*}211{ *m*}311{ *f*}310{ Φ}553{ *p*}221{ *v*}531{.

Gioeni (3) e Breislak (4) non ricordano altra forma che l'ottaedro: dalle figure pubblicate da Monticelli e Covelli (6) risulta che questi studiosi conobbero *oadm*; Presl (8) figurò una combinazione *dp*; Scacchi (10) determinò *odm*Φ*v*; Wiser (9) *odn*; Strüver (13) *oadnmfv*; Groth (15) *odmp*. Io ho osservato *odmfp* ed inoltre due esacisottaedri la determinazione dei quali non è riuscita sicura.

Le combinazioni note sono le seguenti:

o Gioeni, Breislak, Monticelli e Covelli, Scacchi, Lacroix, Zambonini.

d Monticelli e Covelli.
od » » , Scacchi, Groth, Zambonini.
oa » » (Questa combinazione è incerta).
om » »
dp Presl.
odm Scacchi, Groth, Zambonini.
odn Wiser [1]).
odmp Groth.
odmf Zambonini.
*odm*Φ*v* Scacchi.

Nei cristalli pneumatolitici dei blocchi lavici del Monte Somma io non ho rinvenuto altre forme che l'ottaedro: altrettanto accade, secondo Scacchi (12-13) per la magnetite dei blocchi rigettati dal Vesuvio nel 1872 e per quella dei blocchi del 1906 secondo le osservazioni di Lacroix (16) e quelle che io stesso ho eseguito su un numero considerevole di cristalli [2]). Anche la magnetite delle sanidiniti, delle microsieniti e delle fonoliti a grandi cristalli di sanidino presenta di solito cristalli }111{ o }111{ }110{, col rombododecaedro affatto subordinato.

In un blocco di sanidinite della collezione Johnston-Levis hanno richiamato la mia attenzione dei cristallini di magnetite }110{ }111{, con tutte le facce con-

[1]) Wiser (7) ricordò anche un piccolo cristallino, avuto da Monticelli, avente la forma di un cubo piramidato.

[2]) Secondo Monticelli e Covelli su una scoria esposta alle esalazioni delle fumarole la magnetite si sarebbe presentata sotto la forma di rombododecaedri.

formate a gradinata, per la combinazione oscillatoria delle due forme indicate. I cristalli in parola sono perfettamente identici a quelli di Nordmarken che G. Flink [1]) ha rappresentato nella fig. 5 tav. I della prima serie delle sue *Mineralogiska Notiser*.

Più variati sono i cristalli dei blocchi del Monte Somma costituiti da pirosseno giallastro, humite, mica, anfibolo, ecc. che hanno una facies caratteristica. La combinazione più frequente che essi offrono è la *odm*, con sviluppo relativo di queste tre forme molto variabile: generalmente domina *d* e *o* è molto ridotto: non di rado, però, *m* ha presso a poco la stessa grandezza di *d* e talvolta è addirittura la forma dominante. Interessante è un cristallo incompleto, nel quale oltre le forme *d* e *m* in equilibrio ed *o* piccola, si hanno esilissime faccette di {221} e poi alcune di due esacisottaedri che smussano gli spigoli [110 : 311] ed analoghi. {221}, che è una forma rara nella magnetite del Monte Somma, è determinata già dall'appartenere alle due zone [311 : 131] e [111 : 110] e per l'angolo

(221) : (111) = 15°42′ mis. 15°47 ½′ calc.

I due esacisottaedri non sono determinabili con tutta esattezza. Uno di essi è prossimo a {531} già noto nella nostra magnetite, l'altro a {421}, ancora non osservato. Nella seguente tabella sono riuniti gli angoli misurati e quelli calcolati in base ai simboli ora detti:

(110) : (h k l) = 21°14′ mis.	(110) : (421) = 22°12 ½′ calc.
(111) : (h k l) = 28 2 »	(111) : (421) = 28 6 ½ »
(111) : ($h_1k_1l_1$) = 28 49 »	(111) : (531) = 28 33 ¾ »
(110) : ($h_1k_1l_1$) = 17 48 »	(110) : (531) = 17 1 ½ »

L'accordo, specialmente per alcuni angoli, è lungi dall'essere soddisfacente, fatto certo non trascurabile, perchè le misure, ripetute molte volte e con diversi angoli di incidenza, sono abbastanza esatte: d'altra parte, se si volesse ottenere un accordo migliore tra angoli calcolati e misurati si dovrebbe ricorrere a simboli così complicati, che non mi sembrano proprio accettabili. Non resta, perciò, altro da fare che riferire, almeno provvisoriamente, i nostri due esacisottaedri a {421} e {531}.

Notevoli sono anche dei cristallini {110}, con sviluppo modello, che non arrivano a 2 mm. nella direzione degli assi ternari, che presentano le facce profondamente striate parallelamente alla diagonale lunga del rombo.

In base ai numerosi cristalli da me esaminati, ritengo che le forme più comuni nella magnetite del Monte Somma e del Vesuvio sieno *odm*: non del tutto rari sono *v*, *f*, *p*: tutte le altre forme sono da considerarsi come rarissime.

Le dimensioni dei cristalli sono variabilissime: da microscopiche fino a 6-7 mm.

Il colore è spesso il grigio ferro, non di rado, però, nerastro: le proprietà magnetiche sono molto pronunciate.

Comp. chimica. Fe_3O_4: sovente è leggermente titanifera.

Giacitura. La magnetite è un elemento accessorio molto diffuso delle lave vesuviane e del Monte Somma, e si rinviene abbondante anche nei tufi, nelle ceneri, nei prodotti del disfacimento delle rocce vesuviane, e sopratutto nella sabbia dei ruscelli che scorrono

[1]) Bihang till. k. Svenska Vet-Akad. Handlingar, 1886, XII, Afd. II, N. 2.

dalle falde del Vesuvio e del Somma e in quella del mare, presso Torre del Greco, Resina, Portici, ecc. La magnetite di queste sabbie è, come riconobbero già Monticelli e Covelli, distintamente titanifera: come essi raccontano, si tentò a varie riprese di trarne profitto per l'estrazione del ferro, ma senza fortuna.

Come si è visto, nelle geodine dei proietti lavici del Monte Somma la magnetite era nota già al Gioeni: è accompagnata da mica, apatite, sanidino, ecc. e Breislak (4) con grande acume la ritenne per il primo come un minerale di origine pneumatolitica. La magnetite si rinviene poi al Monte Somma in cristalli macroscopici (ottaedri, per lo più), che raggiungono anche 5-6 mm., nei blocchi sanidinici (sanidiniti, microsieniti a sodalite, fonoliti a grandi cristalli di sanidino, sanidiniti pneumatolitiche ecc.), e sopratutto, poi, in magnifici cristalli di regolarità talvolta perfetta, nei blocchi già descritti a pirosseno giallo, olivina, humite, mica, anfibolo, ecc.

In taluni di questi blocchi si osservano talvolta delle masserelle di dimensioni relativamente considerevoli, composte di cristallini imperfetti di magnetite e di cristalli di anfibolo nero: si tratta con tutta probabilità di riempimenti geodici. In qualche caso rarissimo le masserelle descritte s'incontrano isolate.

Raramente si rinviene, in cristalli imperfetti, nella calcite.

La magnetite pneumatolitica è stata osservata già da Monticelli e Covelli (4) in forma di piccolissimi ottaedri in alcuni blocchi rigettati dal Vesuvio durante l'eruzione del 1822, e fu poi trovata frequentemente da Scacchi (12-13) in quelli del 1872, spesso accompagnata dalla ematite, e, secondo Scacchi, non può esservi dubbio sulla contemporanea formazione dei due minerali. Nei blocchi del 1906 la magnetite pneumatolitica in cristalli macroscopici non si può dire sia stata frequente: Lacroix (16) ha osservato ottaedri nitidi su cristalli neogenici di leucite nelle cavità di un blocco ad anfibolo: io l'ho rinvenuta in alcuni rari proietti con sanidino e mica, ed in altri insieme all'enstatite. Nei primi gli ottaedri, spesso irregolarmente conformati, misuravano fino 2 mm. nella maggiore dimensione. Magnetite pneumatolitica si trova anche, in cristalli piccolissimi, sulle pareti delle fenditure della lava del 1631, insieme a breislakite, sodalite, fayalite, sanidino ecc. e vi fu osservata già da Monticelli (11).

Pilla (7) ha descritto un minerale in laminette di colore nero ferro, grigio acciaio, grigio piombo o anche bianco di stagno, considerato come ferro titanato, che è forse da riferirsi alla magnetite titanifera, quantunque alcuni dei caratteri assegnati da Pilla, (polvere grigio-biancastra, fusibilità al cannello), non si accordino nè con le propietà della magnetite, nè con quelle della ilmenite e della ematite. Quel minerale era, secondo Pilla, il prodotto più importante dell'eruzione del 1833.

MAGNESIOFERRITE $MgFe_2O_4$

(Magnoferrite)

1. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 89.
2. 1839. D. F. Wiser, Neus Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 423.
3. 1842. A. Scacchi, Esame cristallografico del ferro oligisto e del ferro ossidulato del Vesuvio, pag. 8.
4. 1844. T. Monticelli, Atti R. Accad. delle Scienze di Napoli, V, parte 2ª, pag. 211, 217, 229.
5. 1855. A. Scacchi, Memoria sullo incendio vesuviano del mese di maggio 1855, ecc., pag. 172.
6. 1859. A. Krantz, Neus Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 193.
7. 1359. C. F. Rammelsberg, Pogg. Ann., CVII, 451.
8. 1877. G. vom Rath, Verhandl. naturhistor. Ver. Rheinland. Bonn., pag. 148.
9. 1907. A. Lacroix, Bulletin Soc. franç. de Minér., XXX, 233.

Gli ottaedri regolari del fosso di Cancherone considerati da Monticelli e Covelli (1) come magnetite, da Wiser (2) come una possibile miscela di ematite e di magnetite, da Scacchi (3) come forme particolari di accrescimento di ematite, da Monticelli (4) dub-

biosamente come di magnetite, ed i cristalli pure ottaedrici delle fumarole del 1855 riferiti da Scacchi (5) con dubbio alla magnetite e descritti da Krantz (6) come pseudomorfosi di magnetite, furono definiti esattamente da Rammelsberg (7) per la prima volta. Il Rammelsberg riconobbe che la loro composizione era essenzialmente quella di uno spinello ferri-magnesiaco, e propose, perciò, di distinguerli col nome di *magnoferrite*, cambiato in seguito in *magnesioferrite* dal Dana.

Sistema cristallino: cubico.

Forme: *o*}111{ *d*}110{.

I cristalli di Cancherone presentano il solo ottaedro e raggiungono talvolta fino 2 cm. nella loro maggiore dimensione: è notevole il fatto che terminano regolarmente ad un solo estremo, mentre all'altro si prolungano in forme strane di accrescimento figurate da Scacchi (5) e da vom Rath (8). Nei cristalli delle fumarole del 1855 è frequente, come già riconobbe Scacchi (5), la combinazione }111{ }110{: l'ottaedro è sempre dominante. Questi cristalli non superano i 5-6 mm.

La magnesioferrite non si è, finora, mai rinvenuta pura, ma sempre, invece, in associazione regolare con l'ematite (cfr. pag. 72).

Colore grigio di ferro scuro, con vivo splendore metallico: la polvere è rossastra come nella ematite.

Durezza 6-6,5; peso spec. 4,568; 4,638; 4,611 (Rammelsberg).

Con l'ago calamitato si riconosce che è fortemente magnetica: col magnetoscopio di Melloni, Scacchi (5) potè stabilire che i cristalli del 1855 hanno polarità magnetica, come già aveva trovato Wiser (2) per quelli di Cancherone.

Comp. chimica. $MgFe_2O_4$.

L'eccesso di ossido ferrico risultante dalle analisi di Rammelsberg, qui sotto riportate, dipende, probabilmente, da ematite commista, dalla quale è estremamente difficile liberare la magnesioferrite. Dalle sue analisi, Rammelsberg calcolò le due formole $2MgO.3Fe_2O_3$ e $3MgO,4Fe_2O_3$; ritenne improbabile la mescolanza con ematite, ed espresse la composizione generale della magnesioferrite con la formula $mMgO.nFe_2O_3$, perchè in quell'epoca egli ammetteva l'isomorfismo di $\overset{II}{R}O$ e $\overset{III}{R}_2O_3$.

	I	II	III	IV	V
Fe_2O_3	85.92	85.51	86.96	84.20	84.35
MgO	14.09	13.77	12.59	16.00	15.65
	100.01	99.28	99.55	100.20	100.00

Le analisi I-IV si riferiscono al materiale del 1855, la V a quello di Cancherone.

Al cannello la magnesioferrite si comporta presso a poco come l'ematite: con l'acido cloridrico si scioglie lentamente.

Giacitura. Osservata finora sulle scorie del fosse di Cancherone, un'antica bocca ignivoma del Monte Somma, e su quelle delle fumarole del 1855. Lacroix (9) è incerto se alcuni piccoli cristallini ottaedrici rinvenuti nelle fumarole a galena del 1906 devono riferirsi alla magnetite o alla magnesioferrite.

SPINELLO $\overset{II}{R}\overset{III}{R}_2O_4$

1. 1800. J. C. De Lamétherie, Journal de Physique, LI, 77.
2. 1801. S. Breislak, Voyages physiques et lythologiques dans la Campanie, pag. 164.
3. 1801. R. J. Haüy, Traité de Minéralogie, III, 15.
4. 1810. V. Ramondini, Memoria letta alla R. Accad. delle Scienze di Napoli il 13 gennaio 1810.
5. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 147.

6. 1831. H. Abich, Pogg. Ann., XXIII, 328.
7. 1833. A. Breithaupt, Schweigger-Seidel Journal für Chem. und Phys., LXVIII, 206.
8. 1837. J. S. Presl, Nerostopis, pag. 581.
9. 1848. G. Sillem, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 405.
10. 1872. G. vom Rath, Pogg. Ann., CXLVII, 261.
11. 1883. A. Scacchi, Memorie della Soc. Ital. delle Scienze (detta dei XL), IV, N. 8, pag. 27.
12. 1886. B. Mierisch, Tschermak's min. petr. Mitth., VIII, 182.
13. 1889. A. Scacchi, Catalogo dei minerali e delle rocce vesuviane ecc., pag. 14.
14. 1893. A. Lacroix, Les enclaves des roches volcaniques, pag. 280, 295, 296, 305.

Come ricorda Haüy (3), Lhermina conosceva già da diverso tempo l'esistenza del pleonasto al Monte Somma, quando Delamétherie (1) ne pubblicò la prima descrizione. Anche Breislak (2) aveva già pensato che una sostanza di colore porpora lavato, cristallizzata in ottaedri, trovata in un blocco calcareo, potesse essere analoga al pleonasto. Ramondini (4) ritenne che al Monte Somma oltre al pleonasto si trovasse forse anche lo spinello, che allora era ritenuto un minerale diverso.

Sistema cristallino: cubico.

Forme: *d*{110} *o*{111} *m*{311} *q*{331} *p*{221}.

Secondo Haüy, Lhermina aveva definito le forme del pleonasto vesuviano, che sarebbero quelle stesse descritte poi da Haüy, e cioè *dom*.

Monticelli e Covelli (5) hanno dedicato a questo minerale le fig. 52-59, dalle quali risulterebbe che essi conoscevano *dom*, il cubo ed un triacisottaedro. Breithaupt (7) ricordò dei cristalli *od*: Presl (8) altri con le forme *od*, il cubo e l'icositetraedro {211}. vom Rath (10) non osservò che *do*, Scacchi (13) ha scritto che raramente a queste forme si associano *m* e *p*. Io ho trovato, in alcune centinaia di cristalli di pleonasto, *odmq*, delle quali *q* è nuova per lo spinello del Monte Somma. Io l'ho osservata in un solo cristallo con faccettine sottili che hanno dato buone misure:

(111):(331) = 21°58′	mis.	22° 0′ calc.
(331):(110) = 13 15	»	13 16 »

Non ho mai osservato nemmeno tracce di {100} e di {211} e reputo, perciò, queste forme come non esistenti nello spinello vesuviano, non dando gli studiosi che le hanno citate misure di alcun genere, e non dimostrando nemmeno che i cristalli nei quali le avrebbero osservate appartenevano proprio allo spinello.

Lo spinello si presenta al Monte Somma in tre varietà:

1° *rubino spinello*. È rarissimo: forma piccoli cristallini rosei, che di rado superano 1 mm., nei quali io ho rinvenuto la combinazione *do*: il rombododecaedro domina fortemente sulle facce dell'ottaedro, che spesso sono piccolissime. Questi cristalli sono di solito geminati secondo la legge dello spinello. Il loro indice di rifrazione per la luce del sodio è $n_{Na} = 1,7230$. È assai interessante l'abitus rombododecaedrico di questa varietà, perchè, come è noto, molto di rado {110} si presenta come forma dominante negli spinelli. Mierisch (12) ha descritto ottaedrini microscopici di spinello nobile, incolori o rosei ed anche di color giacinto.

2° *clorospinello*. Piccoli cristallini, rari, verdognoli {111} {110} con le facce del rombododecaedro molto sottili.

3° *pleonasto*. È la varietà più frequente. I suoi cristalli, che raggiungono talvolta, benchè di rado, 1 cm. nella loro massima estensione, presentano, come pressochè costante e caratteristica, la combinazione *do*: molto rara è la combina-

zione *dom*, rinvenuta in pochissimi cristalli. Una sola volta io ho osservato *domq*. L'icositetraedro {311} ha facce per lo più piccole: il rombododecaedro è sempre subordinato all'ottaedro, ma le sue facce sono di grandezza variabilissima in uno stesso cristallo e talvolta ne mancano alcune. Le facce dell'ottaedro, costantemente dominanti, hanno per lo più sviluppo quasi modello. In molti casi sono piane e regolari, non di rado, però, presentano quella struttura a tramoggia e scheletrica che così spesso si rinviene nei prodotti degli alti forni. Sovente i cristalli di pleonasto sono raggruppati insieme, talvolta in modo del tutto irregolare, ma più comunemente in accrescimento parallelo. Ed allora possono aversi due casi: o intorno ad un cristallo più grande si dispongono in accrescimento parallelo un certo numero di cristallini più piccoli, ovvero due o più cristalli si uniscono l'uno di seguito all'altro secondo un asse quaternario. I due modi di accrescimento possono anche trovarsi riuniti in uno stesso gruppo. I geminati secondo la solita legge sono nel pleonasto molto rari. Il primo che abbia ricordato « Zwillingsbildungen » è stato Sillem (9): parecchi anni dopo, vom Rath (10), senza conoscere il lavoro di Sillem, descrisse dei geminati tabulari secondo due facce di {111}: uno di essi aveva 7 mm. di diametro e 1,5 mm. di spessore. Anche i geminati che io ho esaminato erano tabulari, e presentavano o l'ottaedro soltanto, ovvero questa forma unita a {110}.

Breithaupt (7) ha osservato nel pleonasto del Monte Somma sfaldatura secondo {100}. Il colore più comune è il nero, non mancano, però, varietà verdi-scure o violacee.

Durezza 8: peso specifico del pleonasto **3,825** (Breithaupt (7)).

Comp. chimica. $(Mg, Fe)(Al, Fe)_2O_4$.

Secondo Abich (6) la composizione di un pleonasto nero, con polvere verde chiara, isolato da un blocco composto di anortite [1]), calcare e nefelina con poca magnetite è la seguente:

SiO_2 2.38 Al_2O_3 67.46 MgO 25.94 FeO 5.06 Sa = 100.84

Infusibile e inattaccabile dagli acidi.

Giacitura. Lo spinello si rinviene nei blocchi calcarei più o meno metamorfosati ed in quelli intieramente silicatati. Secondo Mierisch (12), si troverebbe soltanto nella massa dei blocchi e mai nelle loro geodi, ma io posso affermare che ciò non è esatto, perchè non di rado io l'ho potuto osservare anche in vere e proprie geodi. La varietà nobile o rubino spinello si è trovata in pochissimi frammenti di un blocco di vero marmo saccaroide, bellissimo. Il clorospinello l'ho osservato in alcuni blocchi calcarei con humite gialliccia. Il pleonasto si rinviene nei blocchi calcarei insieme ad humite, a mica, forsterite, pirosseno, ecc. Notevoli sono degli impasti di calcite scurissima, lamellosa, pleonasto e forsterite. I cristallini geminati su ricordati si trovano nelle geodi di un calcare poco metamorfosato, insieme a humite giallo-chiara e a mica verde pallidissima, ed anche a calcite. Frequenti sono i blocchi formati prevalentemente di pirosseno verde e di pleonasto, ai quali sovente si associa l'anortite. Interessanti sono pure dei blocchi costituiti in gran parte da forsterite e spinello; da olivina e spinello; da humite e spinello con aghi di apatite e cristallini di granato; da pirosseno, mica e spinello; da pirosseno, olivina e spinello, ecc. Alcuni di questi blocchi sono stati descritti da Lacroix (14). Inclusi

[1]) Abich dice feldspato semplicemente.

nella lava del 1631 Scacchi (11) ha trovato dei blocchi composti di forsterite e spinello, con poca calcite e globetti silicei, ovvero di olivina rossiccia e spinello. Nella collezione Johnston-Lavis ho osservato blocchi analoghi, specialmente composti di forsterite, spinello e mica, racchiusi nella lava del 1794. In questo caso mi sembra dubbio che si tratti di semplici inclusioni nella lava di blocchi preesistenti del Monte Somma: più probabile è, secondo me, che si abbia a che fare col risultato della reazione fra un frammento calcareo e la lava. Questa è certamente l'origine di un incluso di mica marrone, pirosseno giallo verdastro (in alcuni punti verde scuro), pleonasto e scarsa cuspidina, rinvenuto in un blocco rigettato del 1906. Qui si riconosce anche benissimo l'ordine di formazione dei diversi minerali indicati: prima si è originato il pirosseno, dove solo, dove mescolato a pleonasto, poi la mica.

HAUSMANNITE Mn_3O_4

1. 1885. G. Freda, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 203.

Osservata e descritta per la prima volta da G. Freda (1).

La sodalite che riveste le pareti dei crepacci e delle fenditure della lava del 1631 è talvolta coperta da una velatura sottile, bruna, raramente iridata, che anche alla lente non presenta nulla di cristallino. Trattata con acido cloridrico sviluppa cloro, e Freda potè stabilire che è formata da un ossido superiore del manganese. La determinazione dell'ossigeno attivo dette 6,66 %, in soddisfacente accordo con la formula della hausmannite Mn_3O_4, nella quale l'ossigeno attivo ammonta a 6,99 %.

Secondo Freda, la hausmannite della lava del 1631 deve la sua formazione all'azione del vapor d'acqua sul cloruro manganoso ad elevata temperatura.

PSEUDOBROOKITE $Fe_4(TiO_4)_3$

1. 1859. R. Napoli, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 65.
2. 1888. J. A. Krenner, Földtani Közlöny, XVIII, 153. Recensione Zeitsch. für Kryst., XVII, 517.
3. 1907. A. Lacroix, Nouvelles Archives du Muséum, (4ª), IX, 69, nota 4.

Osservata e descritta per la prima volta da Krenner (2).

Sistema cristallino: rombico.

$$a:b:c = 0.9683:1:1.0957 \text{ (Krenner)}$$

Forme: $a\{100\}$ $m\{210\}$ $e\{103\}$. I cristalli descritti da Krenner sono molto piccoli (1 mm. di lunghezza e 0,2-0,3 mm. di spessore), tabulari secondo {100} ed allungati secondo l'asse c.

Giacitura. La pseudobrookite è stata trovata da Krenner in un frammento di un blocco incluso nella lava del 1872, insieme a anidrite, gesso, ematite, mica, crifiolite, sellaite, ecc. Lacroix (3) nel gesso di questa roccia ha osservato la pseudobrookite in forma di piccoli cristallini microscopici.

Non è improbabile che sia da riferirsi alla pseudobrookite quel « titanito o titanato di ferro resistente al fuoco » rinvenuto da Napoli (1) in alcune incrostazioni raccolte sulle lave del 1858 e 1859.

LIMONITE $2Fe_2O_3 . 3H_2O$

1. 1791. G. Gioeni, Saggio di litologia vesuviana, pag. 237.
2. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 74.
3. 1889. A. Scacchi, Catalogo dei minerali e delle rocce vesuviane ecc., pag. 14.

Al Gioeni (I) si devono le prime notizie sulla limonite del Monte Somma e del Vesuvio, che egli osservò come un prodotto della decomposizione dell'augite, considerato identico alla *Minera ferri subaquosa* di Wallerius, che corrisponde appunto alla nostra limonite. Ed in vari punti della sua opera il Gioeni ricorda ancora la limonite o delle sostanze ocracee impure, risultanti dalla decomposizione dei materiali ferriferi delle lave. Monticelli e Covelli (2) osservarono in seguito la limonite come prodotto di alterazione della pirite dei proietti lavici del Monte Somma.

La limonite forma al Monte Somma e al Vesuvio piccole crosticine o masserelle terrose di colore bruniccio, senza importanza mineralogica, dovute all'alterazione di minerali ferriferi (Scacchi (3)).

SASSOLINO $B(OH)_3$

1. 1820. T. Monticelli e N. Covelli, Giornale Enciclopedico di Napoli, pag. 239.
2. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 24.
3. 1873. L. Palmieri, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 47.
4. 1887. A. Scacchi, Catalogo dei minerali vesuviani. Spettatore del Vesuvio e dei Campi Flegrei. Anche Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., 1888, II, 139.
5. 1891. H. J. Johnston-Lavis, Rassegna delle Scienze Geol. in Italia, I, 7.
6. 1908. F. Zambonini, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 156.
7. 1908. A. Lacroix, Compt. rend., CXLVII, 161.

Trovato per la prima volta da Monticelli e Covelli (1) sul cratere nel 1817, ma gli stessi hanno riferito (2) di non averlo in seguito più osservato: A. Scacchi (4) si limitò a ricordare il primo rinvenimento fatto da Monticelli e Covelli. Si è, così, diffusa la convinzione che l'acido borico non sia stato più osservato al Vesuvio dopo il 1817. Però, Palmieri (3) affermava nel 1873 di averlo trovato nel 1856 in una fumarola presso il cratere centrale e di averlo rivisto, insieme al Guiscardi, in uno dei crateri del 1861: in base a ricerche spettroscopiche ritenne di poterlo considerare come una produzione costante delle fumarole vesuviane. Nel giugno 1891 sulle vecchie fumarole Johnston-Lavis (5) ha raccolto croste di acido borico ed allume, senza per altro dire le ragioni della determinazione. Nel 1908 io e Lacroix (7) abbiamo ritrovato il sassolino quasi contemporaneamente in alcune fumarole del gran cono, in prossimità dell'orlo del cratere, nelle quali forma belle squamette bianche, a splendore madreperlaceo, accompagnate da solfo e gesso. Secondo le mie determinazioni, quelle squamette sono formate da cristallini tabulari secondo {001} e limitati lateralmente da {100} e {110}: qualche volta sono tabulari, invece, secondo forme della zona [001]. Le tavolette secondo {001} restano fra i nicol incrociati quasi del tutto oscure in luce parallela: in luce convergente si osserva l'uscita di una bisettrice un po' inclinata sulla normale alle lamine: 2 E è piccolo (12° circa; secondo Lacroix 8-9°).

Nel giugno 1909 l'acido borico è stato da me riosservato in bellissime ed abbondanti laminette in quella fumarola a realgar dell'Atrio del Cavallo della quale ci siamo già occupati (vedi pag. 26).

BRUCITE $Mg(OH)_2$

1. 1876. A. Cossa, Memorie R. Accad. dei Lincei (2ª), III, 3.
2. 1891. O. Leneček, Tschermak's min. petr. Mitth., XII, 429.
3. 1903. L. Brugnatelli, Centralblatt für Min. Geol. u. s. w., pag. 144.

In un campione di idrodolomite del Monte Somma, raccolto nella località detta Riva di Quaglia, notevole per contenere la periclasite e per la composizione chimica analoga a quella della predazzite del Tirolo, Cossa (1) ritenne di aver accertato l'esistenza della brucite, ma in un campione avuto dallo stesso Cossa il Leneček (2) non potè riconoscere quel minerale, ma, invece, l'idromagnesite. Recentemente Brugnatelli (3) ha riferito alla brucite, quantunque non con assoluta certezza, un minerale inquinante l'idrogiobertite.

Io in alcune idrodolomiti ho potuto osservare, quantunque raramente, delle lamelle di brucite, riconoscibili per il loro carattere uniassico positivo e per la solubilità negli acidi senza dare effervescenza. Nelle sezioni di idrogiobertite ho confermato, per quel che riguarda la brucite, le osservazioni del Brugnatelli ed avendo potuto determinare, in alcune laminette (le più lunghe raggiungono $^1/_{25}$ mm.) la birifrangenza, trovandola uguale approssimativamente a 0,02, mi pare tolto ogni dubbio che si tratti effettivamente di brucite. Questo minerale è, quindi, da ritenersi come indubbiamente esistente nelle idrodolomiti e minerali analoghi del Monte Somma, soltanto è da considerarsi come raro e in uno stesso campione non è diffuso uniformemente, ma, al contrario, in modo molto variabile. Così nelle sezioni che io ho studiato di idrogiobertite la brucite in alcuni punti manca completamente, mentre in altri è relativamente abbondante. Ciò spiega bene come mai Leneček non abbia potuto scorgere questo minerale nemmeno nel materiale studiato da Cossa.

TRIOSSIDO D' ANTIMONIO

1. 1879. G. Freda, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 12.

Alcune incrostazioni della lava del 1850 (fluorifere secondo A. Scacchi) ed una crosta bianca a superficie tubercolosa raccolta da Guiscardi nel 1854 riscaldate fortemente in un tubetto forniscono un sublimato bianco, che è formato, come il Freda ha potuto dimostrare, da triossido d'antimonio. Il Freda ritiene, « senza tema di errare », che questo composto si trovi nelle sostanze esaminate allo stato libero.

Nella crosta del 1854 Freda ha trovato 0,94 % Sb_2O_3. La composizione chimica complessiva è la seguente:

Sb_2O_3 0.94 F 28.55 SiO_2 17.88 Al_2O_3 18.54 CaO 7.60 MgO 4.12 Fe_2O_3 1.66

Na_2O 11.38 K_2O 8.52 SO_3 1.16 H_2O 10.22 Sa = 110.57 — O eq. Cl 12.02 = 98.55

A proposito del lavoro di Freda è da ricordarsi che nel 1873 il Palmieri comunicava brevissimamente all'Accademia di Napoli (Rendiconto pag. 156) di aver scoperto l'antimonio tra le sublimazioni dell'incendio del 1872.

CARBONATI

CALCITE [1]) $CaCO_3$

1. 1791. G. Gioeni, Saggio di litologia vesuviana, pag. 87, 257.
2. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della min. vesuv., pag. 161.
3. 1883. G. vom Rath, Sitzungsberichte Niederrhein. Gesellsch. Bonn, pag. 48.
4. 1886. B. Mierisch, Tschermak's min. petr. Mitth., VIII, 125.
5. 1889. A. Scacchi, Catalogo dei minerali e delle rocce vesuviane, pag. 11.
6. 1893. A. Lacroix, Les enclaves des roches volcaniques, pag. 291, 294.

Il primo che si sia occupato in modo particolare della calcite come minerale è stato, probabilmente il Gioeni (1).

Sistema cristallino: trigonale.

Forme: $c\{111\} = \{0001\}$ $r\{100\} = \{10\bar{1}1\}$ $e\{110\} = \{01\bar{1}2\}$ $f\{11\bar{1}\} = \{02\bar{2}1\}$.

Monticelli e Covelli (2) hanno dato 8 figure di cristalli di calcite, ma, al solito, la mancanza di misure rende mal sicura la identificazione delle forme da loro osservate Essi hanno figurato: il romboedro primitivo, uno scalenoedro (probabilmente $\{20\bar{1}\}$), la

[1]) Essendo il presente scritto dedicato esclusivamente ai *minerali* vesuviani, si capisce come noi ci occuperemo esclusivamente della calcite come minerale, trascurando completamente i blocchi calcarei, che devono essere considerati quali rocce. Qualche cosa su di essi, del resto, si è già riferita nella parte generale, riserbata alla giacitura ed origine dei minerali vesuviani.

Qui mi limiterò ad aggiungere che della diversa struttura ed aspetto dei blocchi calcarei del Monte Somma trattò estesamente già il Galiani, e che lunghe descrizioni ne dette il Gioeni, il quale distinse la pietra da calce compatta (suddivisa in base al colore in bianchiccia, macchiata di giallo, bigia, negra, e in bianca con parti distinte in grani), il marmo di un sol colore bianco, opaco, bianco traversato da linee bigie di galena (e non di ferro micaceo come credette il Gioeni), verde, purpureo dilavato, grigio oscuro), il marmo arenaceo, il marmo a squame lucide e distinte, il marmo macchiato, la calce aerata bituminosa o pietra di porco e la marga (marna): ciascuna di queste qualità di calcari fu suddivisa in parecchie varietà. Anche Monticelli e Covelli dettero molti particolari sui calcari del Monte Somma. In poche parole si può dire che questi calcari sono a struttura o spatica o lamellare o granulare o saccaroide: talvolta sono compatti. Il colore è molto variabile: bianco, grigio, gialliccio, violaceo, bruniccio, nero. Dal punto di vista chimico è da notare che i calcari del Monte Somma sono quasi sempre più o meno fortemente magnesiferi, e che talune varietà sono notevolmente ferrifere e manganesifere (calce carbonata ferro-manganesifera e calce carbonata manganesifera rosea di Monticelli e Covelli), ed altre contengono particelle carboniose. Credo opportuno riferire qui alcune delle analisi finora eseguite sui blocchi calcarei del Monte Somma.

	I	II		III	IV	V	VI
$CaCO_3$	52.0	57.90		65.73	86.23	80.12	56.99
$MgCO_3$	48.0	41.80		29.62	10.42	16.69	42.35
Fe_2O_3	0.2	—	$Al_2O_3Fe_2O_3$	0.51	0.18	—	—
H_2O	—	—		0.52	1.95	—	1.74
NaCl	—	—		1.24	0.64	—	—
Insol. e SiO_2	—	—		2.56	0.15	2.35	—
	100.2	99.70		100.18	99.57	99.16	101.08

combinazione di un prisma con un romboedro di altro ordine (comb. $\{2\bar{1}\bar{1}\}$ $\{110\}$?), quella di un prisma esagono con la base, quella di uno scalenoedro con un romboedro ($\{20\bar{1}\}$ $\{100\}$?) e, finalmente, quella di un romboedro acuto con uno scalenoedro ($\{\bar{3}11\}$ $\{20\bar{1}\}$?). La fig. 73 di M. e C. (prisma esagono con una bipiramide) evidentemente non si riferisce alla calcite. Oltre queste di Monticelli e Covelli non esistono che pochissime altre notizie cristallografiche sulla calcite del Monte Somma. vom Rath (3) osservò cristalli nitidi *rf* in un proietto formato dalla roccia della wollastonite: Scacchi (5) ha ricordato cristalli presentanti il solo romboedro *f*, nei conglomerati, altri lenticolari *e* nei proietti lavici del Monte Somma, e, come assai rara, la comb. *cr*. Mierisch (4) ha ritenuto erroneamente che nelle geodi dei blocchi calcarei metamorfosati la calcite non formi mai cristalli nettamente delimitati, ma, invece, granuli arrotondati, con l'apparenza di una sostanza superficialmente fusa. Se in generale è così, e questa è appunto una caratteristica della

	VII	VIII	IX	X	XI
Ca O	38.14	31.55	30.38	35.21	31.45
Mg O	26.20	20.80	21.28	23.39	20.74
CO_2	33.08	45.27	47.66	41.40	47.45
H_2O	1.67	1.73	—	—	—
Fe_2O_3	—	0.27	—	—	—
Insol.	—	0.38	0.05	—	—
	99.09	100.00	99.37	100.00	99.64

I. Klaproth (Cfr. Monticelli e Covelli, loc. cit.). II. Karsten, Abhandlungen der K. Akad. der Wissensch. zu Berlin, 1830. III. Fosso grande. Marchand, Neues Jahrb. für Miner. Geol. u. s. w., 1845, pag. 786. IV. Fosso di Pollena, Ibidem. V. Damour, Bull. de la Soc. géol. de France, 1849, VI. 311. VI. Roth, Zeitsch. d. deutsch. geolog. Gesellsch., 1852, IV, 465. VII. Ibidem. VIII. Casoria, Bollettino della Soc. di Naturalisti in Napoli, 1887, I, 46. IX. Casoria, Ibidem, II, 207. X. Casoria, strato superficiale. XI. Casoria, parte friabile di uno stesso blocco. Ibidem, II, 208.

Alcune analisi di calcari magnesiaci mescolati a idromagnesite o eventualmente a brucite sono le seguenti:

	I	II	III	IV		V	VI
Ca O	35.53	43.56	45.02	45.73		36.92	36.42
Mg O	24.15	12.81	11.28	9.32		11.23	15.34
CO_2	29.18	36 21	39.45	40.28		31.77	42.34
H_2O	11.27	5.23	4.37	3.97		8.70	5.40
Fe O	—	0.12	0.32	0.41	Fe_2O_3	0.25	—
Si O_2	—	—	—	—		11.15	—
Insol.	—	—	—	—		—	0.15
	100.13	97.93	100.44	99.71		100.02	99.65

I. Roth, Zeitsch. d. deutsch. geol. Gesellsch., 1851, III, 140. II, III, IV. Cossa, Memorie R. Accad. Lincei, 1876 (2ª) III, 3: tre analisi di diverse parti di un blocco a periclasite (dopo eliminata quest' ultima). V. Casoria, Bollettino della Soc. di Naturalisti in Napoli, 1887, I, 46. VI. Casoria, Ibidem, II, 209.

Dei calcari molto idrati (vesuviana di Thomson) si parlerà nelle Appendici al presente scritto.

I calcari del Monte Somma diventano spesso fosforescenti per strofinio, come notò per il primo Graydon: le osservazioni di questi furono fatte conoscere dal P. Petrini. (Cfr. Thomson, Giornale letterario di Napoli, 1797, LXXXIX, 98 e Breislak, Voyages phys. et lythol. dans la Campanie, I, 140).

calcite del Monte Somma, non è però da dimenticare che cristalli netti di calcite si rinvengono, quantunque raramente, nelle geodi dei blocchi metamorfici del Somma: vom Rath, come si è detto, ne ha osservati nelle rocce a wollastonite, e bei cristalli, raggiungenti talvolta quasi un centimetro, con le forme *r f*, ho trovato io nelle geodi di un blocco a humite, pirosseno giallo e mica bruno-rossiccia.

Mierisch ha affermato che la calcite vesuviana non forma mai geminati secondo *e*{110}: già vom Rath aveva osservato, invece, numerose lamelle di geminazione secondo tal legge nei cristalli dianzi ricordati, e Scacchi ha trovato la stessa geminazione polisintetica in alcune varietà laminose: Lacroix (6) nei calcari geodici con minerali metamorfici ha notato che i grani di calcite sono spesso geminati secondo la stessa legge. Io, dal canto mio, non posso che confermare la notevole diffusione di tale geminazione.

Oltre che in cristalli ed in granuli, la calcite si presenta in masse lenticolari o laminose, in aciculi e in filamenti. Notevoli sono delle grandi lamine di colore grigio-scuro, che in un campione della collezione Johnston-Lavis raggiungono fino 10 cm. di lunghezza per 2 3 di spessore.

La calcite contiene spesso numerose inclusioni, specialmente di forsterite e di spinello: Mierisch ha poi per il primo notata l'abbondanza di inclusioni gassose e di altre con bolle e cristalli cubici di alite. Queste inclusioni sono talvolta, secondo Lacroix, così numerose da far apparire il minerale torbido, quando lo si esamina in luce parallela con debole ingrandimento. In un blocco di apparenza marmorea Mierisch osservò nella calcite anche inclusioni vetrose.

Comp. chimica. $Ca\,CO_3$.

Qualche volta è debolmente magnesifera.

Giacitura. Oltre a masse laminose di vario volume che si trovano nei tufi del Monte Somma, la calcite si rinviene in piccoli cristallini nelle cellette dei blocchi erratici di leucotefrite e nei conglomerati, pure del Monte Somma. Si trova anche, poi, nelle geodi dei blocchi calcarei metamorfosati. Si osserva ancora sulle pareti delle fenditure della lava del 1631, specialmente in quel ramo che si diresse nella parte superiore della collina dei Camaldoli della Torre, in cristalli aciculari e in filamenti in forma di bioccoli di cotone (A. Scacchi (5)). Calcite più o meno decomposta per azione del calore si trova talvolta inclusa nelle lave vesuviane (vedi pag. 66).

DOLOMITE $Ca\,Mg\,(CO_3)_2$

1. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della min. vesuv., pag. 169.
2. 1887. A. Scacchi, Catalogo dei minerali vesuviani, ecc. Lo Spettatore del Vesuvio e dei Campi Flegrei. Anche Neues Jahrb. für Min. Geol. u. s. w., 1888, II, 131.
3. 1889. A. Scacchi, Catalogo dei minerali e delle rocce vesuviane, pag. 12.

Monticelli e Covelli della dolomite hanno conosciuto quasi soltanto le varietà massicce, che sono piuttosto da considerarsi come rocce e delle quali, perciò, non è il caso di occuparci qui. Hanno, poi, ricordato una varietà spatica ed una in tavolette spatiche scistose, incontrate nei blocchi calcarei granulari o squamosi, ed una lenticolare riferita alla miemite, e rinvenuta « sulla dolomite in massa ». Ricerche che io ho istituito su campioni analoghi a quelli descritti da Monticelli e Covelli mi hanno permesso di stabilire che in tutti questi casi non si ha a che fare con vera e propria dolomite, ma con calciti più o meno magnesifere.

Scacchi (2) ha riferito che la dolomite non è rara nei conglomerati del Somma, ma due anni dopo ha scritto (3) che i piccoli romboedri {100} delle rocce conglomerate, con splendore tra il margaritaceo ed il metallico, colorati in bruno o in giallastro, e che contengono grande quantità di magnesio « si potrebbero riportare alla dolomite, se non fosse la facilità con la quale si disciolgono negli acidi »: egli li incluse nella descrizione della calcite. Appartengono, invece, senza dubbio alla dolomite, poichè in alcuni di essi ho potuto misurare l'angolo (100):(010) con sufficiente esattezza, e l'ho trovato oscillare tra 73°30' e 73°40', mentre nella dolomite si ha 73°45' e nella calcite 74°55'. Questi cristallini, che raramente superano 1 mm., sono per lo più riuniti in gruppetti, come appunto di solito fanno i cristalli di dolomite; il colore bruno o giallastro che talvolta presentano è puramente superficiale e dovuto ad inquinazioni di idrossidi di ferro: nel loro interno sono perfettamente bianchi. Lo splendore è distintamente perlaceo.

SIDERITE $Fe\,CO_3$

1. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della min. vesuv., pag. 167.
2. 1857. G. Rose, Abhandlungen der k. Akad. der Wissensch. zu Berlin. 1856, pag. 34.
3. 1887. A. Scacchi, Catalogo dei minerali vesuviani. Lo Spettatore del Vesuvio e dei Campi Flegrei. Anche Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., 1888, II, 131.

Alla siderite è da riferire, almeno in parte, la « calce carbonata ferro-manganesifera » di Monticelli e Covelli (1): il primo che abbia sicuramente riconosciuto questo minerale è, però, probabilmente, G. Rose (2).

Sistema cristallino: trigonale.

Forme osservate: *a* {100}.

Già Monticelli e Covelli avevano notato i piccoli cristallini {100}, che furono in seguito ricordati anche da Scacchi. Più frequenti sono le forme globulari o mammellonari, descritte da Rose e già prima da Monticelli e Covelli.

Comp. chimica $Fe\,CO_3$.

Nei pochi campioni che ho potuto esaminare la siderite non rispondeva alla formula indicata, ma conteneva quantità non trascurabili di carbonato di magnesio.

Giacitura. Nelle cavità dei blocchi erratici di leucotefrite e dei conglomerati del Monte Somma, insieme alla dolomite ovvero all'aragonite.

MAGNESITE $Mg\,CO_3$

1. 1841. A. Scacchi, Della periclasia, nuova specie di minerale del Monte di Somma. Anche Annales des Mines, 1843, III, 369.
2. 1845. A. Scacchi, Napoli e i luoghi celebri delle sue vicinanze, II, 409.
3. 1849. A. Damour, Bulletin de la Soc. géolog. de France, VI, 311.
4. 1876. A. Cossa, Memoria R. Accad. dei Lincei, (2ª) III, 3.

A. Scacchi (1) ha accennato per il primo all'esistenza della magnesite al Monte Somma, che sarebbe stata presente sotto forma di una sostanza bianca, terrosa nei blocchi calcarei nei quali egli scoprì la periclasite. Pochi anni più tardi lo stesso Scacchi (2) scriveva che « assai di rado incontra trovare questa specie pura (la « giobertite o carbonato di magnesia) » ne' massi erratici calcarei ». Anche Damour (3) accennò alla presenza di vene terrose di carbonato di magnesio nei calcari a periclasite, nei quali anche Cossa (4) ritenne probabile l'esistenza di piccole quantità di magnesite terrosa. Tutte queste indicazioni sono ben lungi dall'accertare l'esistenza della magnesite al Vesuvio, perchè nessuno degli studiosi ricordati ha eseguito ricerche precise atte a stabilire la vera natura delle sostanze terrose da loro osservate: a mio avviso, è molto più probabile che la creduta magnesite, che io non ho trovato, sia stata idromagnesite.

ARAGONITE $CaCO_3$

1. 1791. G. Gioeni, Saggio di litologia vesuviana, pag. 257.
2. 1810. V. Ramondini, Memoria letta alla Reale Accad. delle Scienze di Napoli il 13 gennaio 1810. Sunto nel Giornale Enciclopedico.
3. 1817. G. Brocchi, Catalogo ragionato di una raccolta di rocce, ecc., pag. 224, N. 7.
4. 1818. S. Breislak, Institutions géologiques, III, 267.
5. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 172.
6. 1826. N. Covelli, Débit de minéraux du Vésuve, pag. 7.
7. 1831. E. Mitscherlich, Pogg. Ann. XXI, 157.
8. 1857. G. Rose, Abhandlungen der k. Akad. der Wissensch. zu Berlin. Aus dem Jahre 1856, pag. 34.
9. 1860. F. Scharff, Ueber die Bildungsweise des Aragonits, pag. 15 dell'estratto.
10. 1878. P. Groth, Die Mineralien-Sammlung der Kaiser-Wilhelms-Universität Strassburg., pag. 127.
11. 1885. E. Scacchi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 310.
12. 1889. A. Scacchi, Catalogo dei minerali e delle rocce vesuviane ecc., pag. 13.

All'aragonite appartengono senza dubbio le « infiltrazioni calcaree » di alcune lave descritte accuratamente dal Gioeni (1) come spato calcareo cristallizzato a raggi divergenti, ovvero a raggi sottilissimi capillari, in raggi trasparenti, in piccoli prismi a piramide, ecc. Anche aragonite doveva essere la « calce carbonata radiata » ricordata da Ramondini (2) e il carbonato di calcio trovato nei blocchi lavici erratici del Somma in « fascetti capillari candidi » da Brocchi (3) e in bei gruppi raggiati da Breislak (4), il quale ultimo probabilmente ne riconobbe la vera natura [1]). La prima descrizione accurata dell'aragonite vesuviana, indicata sotto il suo nome preciso, è dovuta a Monticelli e Covelli (5).

Sistema cristallino: rombico.

Gli angoli che io ho misurato in varî bellissimi cristalli sono in ottimo accordo con quelli dedotti dalle costanti di Kokscharow [2]) $a:b:c = 0,6224:1:0,7206$, che possono benissimo valere per l'aragonite del Monte Somma.

Forme: $c\{001\}$ $b\{010\}$ $m\{110\}$ $k\{011\}$ $x\{012\}$ $v\{031\}$ $d\{102\}$ $o\{112\}$ $p\{111\}$ $s\{121\}$ $n\{122\}$ ed inoltre un doma rispondente prossimamente al simbolo $x_1\{023\}$.

A giudicare dalle figure da loro pubblicate, Monticelli e Covelli devono aver conosciuto *mbk* [3]), e delle stesse forme ha parlato Scharff (9) [4]); Groth (10) ha ricordato, oltre *cmb* che si ricavano dalla descrizione dei cristalli da lui studiati, *kxc*: A. Scacchi (12) ha osservato *cbmkvps*. Io ho accertato l'esistenza di tutte le forme sopra indicate, delle quali *don* sono nuove per la località e x_1 sarebbe nuova per il minerale.

---

[1]) Infatti il paragrafo nel quale sono descritti risponde, nell'indice, all'indicazione di aragonite nelle lave, e per il carbonato di calcio dell'Etna descritto subito dopo quello vesuviano è esplicitamente detto che ha le proprietà dell'aragonite.

[2]) Accettate da Dana *System of Mineralogy*, 6th ed., pag. 281.

[3]) La fig. 79, rappresentante una bipiramide esagona o una bipiramide rombica combinata con un $\{0kl\}$ ugualmente sviluppato deve riferirsi senza dubbio ad un altro minerale. Non credo nemmeno che nella aragonite del Monte Somma si rinvenga la semplice combinazione *mc*, raffigurata da M. e C. nella loro fig. 76.

[4]) Covelli (6) ha descritto dell'aragonite « ottaedri » (senza dubbio combinazioni con *mk* predominanti), prismi esagonali, tavole esagonali e i soliti gruppi raggiati.

Il prisma x_1 è stato rinvenuto in un cristallo semplice che ha presentato la combinazione più ricca da me osservata nell'aragonite del Monte Somma, e cioè *cbmdkxx₁vpo* (fig. 8). Di x_1 esistevano due facce, la (okl) e la $(o\bar{k}l)$, una molto esile e l'altra più grande, che hanno permesso buone misure:

$$(001):(okl) = 24°55' \qquad (001):(o\bar{k}l) = 25°57'.$$

Fig. 8.

Come si vede, la posizione delle due facce (okl) e $(o\bar{k}l)$ non è, a stretto rigore la stessa, ma ambedue possono considerarsi come vicinali a {023}, per la quale l'angolo calcolato (023):(001) è = 25°40', abbastanza prossimo a quello trovato per $(o\bar{k}l)$, che è delle due facce osservate la più estesa e regolare e quella che ha fornito la migliore misura. Ad ogni modo, {023} non può ritenersi come forma certa.

Nello stesso cristallo sono state determinate *d* e *v*, due forme nuove per l'aragonite del Monte Somma, che hanno permesso ambedue buone misure:

(001):(102) = 30°5'	mis.	30°4'	calc.
(112):(111) = 19 15	»	19 28	»

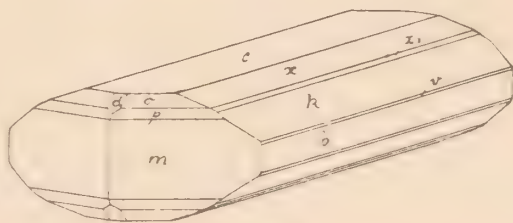
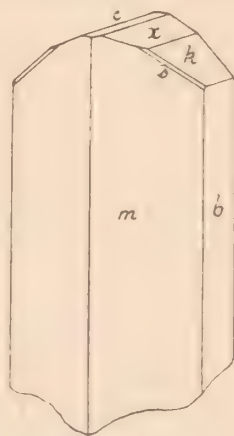
n {122}, pure nuova per la località, è stata osservata in un trigeminato schiacciato secondo la base, insieme a *cbmkxvos*, con nitide facce molto regolari:

(001):(122) = 42°38' mis. 42°45' calc.

Le principali combinazioni note finora sono le seguenti:

bmk (Scharff, Zambonini); *mkx* (Zambonini); *mkxv* (Zambonini); *bmkv* (Zambonini); *bcmkxs* (Zambonini); *cbmkxvp* (Zambonini); *cbmkvps* (Scacchi, Zambonini); *bcmkxps* (Zambonini); *bcmkvxons* (Zambonini), *cbmdkxx₁vpo* (Zambonini).

Fig. 9.

I cristalli unici distinti, sfuggiti ad A. Scacchi, sono assai rari, ed alcuni presentano qualche sottile lamella di geminazione: possono in essi distinguersi tre tipi a seconda che sono prismatici secondo l'asse *a*, ovvero secondo l'asse *c* (fig. 9) o, finalmente, tabulari, causa il forte predominio di {010}. Nella maggior parte dei casi i cristalli nitidi sono geminati [1]). Frequenti sono quelli secondo (110), composti di due individui, sovente allungati nel senso dell'asse *c*, i quali presentano nella zona [001] ora {110} soltanto, ora anche {010} abbastanza esteso. Come forme terminali più comuni si notano in essi {011} e {012} (quest'ultima subordinata), più raramente {031}: abbastanza frequente è la base e piuttosto rari, invece, {111} e {121}. Di altro tipo sono i soliti geminati complicati, pseudoesagonali, con habitus tabulare secondo {001} o prismatico, nei quali le forme più estese sono *c*, *m*, *b*, e molto subordinate si presentano *k*, *v*, *x*, *p*, *s*, che raramente esistono tutte contemporaneamente.

[1]) Monticelli e Covelli non parlarono di geminati: questi si trovano ricordati da Rose per la prima volta.

In alcuni rari trigeminati molto tabulari secondo la base, la bipiramide *p* diventa grande quanto }110{ e perfino di più. In cristalli prismatici trigeminati **Groth** (10) osservò su uno degli angoli rientranti *k*, *x*, *s*.

Quanto allo stato fisico delle forme dominanti, è da osservare che nell'aragonite del Monte Somma le facce di }010{ sono quasi sempre striate più o meno profondamente nella direzione dell'asse *a*, e questa stessa striatura più o meno sottile presentano anche i prismi }*okl*{. Le facce di }110{ sono spesso piane e lucenti, talvolta, invece, scabre e quasi senza splendore. Notevole è il fatto che in taluni cristalli unici le forme }*okl*{ sono striate o magari addirittura conformate a gradinata nella sola metà destra o sinistra del cristallo, e, analogamente, nei geminati composti di due individui mentre in uno di essi }011{ è regolarissimo, nell'altro presenta la struttura a gradinata. Un caso di questo genere è stato già descritto da **Scharff** (9).

Le dimensioni sono molto variabili: da cristalli piccolissimi o aghiformi si va ad alcuni incolori, schiacciati secondo }010{ ma non terminati, che raggiungono i 20 mm. nella direzione dell'asse *c*: in alcuni trigeminati tabulari la massima dimensione arriva fino a 15 mm. o di poco la supera. Dei gruppi di cristalli presentano talvolta dimensioni anche più considerevoli.

Oltre che in nitidi cristalli, l'aragonite si presenta in aghi riuniti in fasci subparalleli o raggiati ed in masserelle fibroraggiate, tutte forme state descritte ampiamente da **Gioeni**, **Breislak**, **Monticelli** e **Covelli**, **Rose**, **Scharff**, **A. Scacchi**, ecc. **Monticelli** e **Covelli** hanno ricordato anche una varietà coralloide.

Di solito l'aragonite del Monte Somma è biancastra o incolora: certi cristalli sono incolori nel mezzo e biancastri agli estremi. Rare sono delle varietà rosee o rossastre per una patina superficiale di idrossido ferrico.

Talvolta si osservano inclusioni di anfibolo, pirosseno e mica.

Comp. chimica. $Ca\,CO_3$.

L'aragonite del Monte Somma dà assai facilmente la nota reazione di **Meigen**.

Alterazioni. La più comune è quella in calcite, scoperta da **Mitscherlich** (7): l'aragonite si cambia superficialmente in quest'ultimo minerale, facilmente riconoscibile per le sue proprietà chimiche e per i caratteri microscopici: in taluni casi già con la semplice lente si può distinguere la forma romboedrica dei cristallini di calcite. In un caso da lui osservato, **Scharff** (9) rimase incerto se si trattasse di trasformazione dell'aragonite in calcite, oppure di neoformazione di quest'ultimo minerale.

Un'alterazione più complicata è quella osservata da **E. Scacchi** (11) in alcuni cristallini aventi apparenza di prismi esagonali con i soliti caratteri dei trigeminati di aragonite, rinvenuti nel blocco di leucotefrite di Pollena nell'interno del quale è stata trovata l'idrogiobertite. Questi cristallini bianchi, opachi, senza splendore, contengono 11,78 % di una sostanza insolubile nell'acido cloridrico, composta di 58,97 % $Si\,O_2$, di Al_2O_3 e di $Ca\,O$; 6,81 % H_2O e 81,41 % di parte solubile, costituita in gran parte da carbonato di calcio, con piccolissime quantità di Mg, Al_2O_3 e Fe_2O_3, e da gesso.

Giacitura. L'aragonite si trova al Monte Somma sopra tutto nelle geodi dei blocchi erratici di leucotefrite, insieme ad apatite, anfibolo, mica, magnetite, sanidino, ovvero a minutissimi cristalli di leucite o a gesso ed anfibolo. Sovente è anche accompagnata dalle zeoliti, specialmente dalla phillipsite e dalla thomsonite. Una varietà laminare si è rin-

venuta insieme al quarzo. Rose l'ha osservata anche insieme alla sodalite bruna ovvero a questo minerale e alla phillipsite, come pure in fascetti di cristalli aghiformi associati alla siderite.

L'aragonite si trova, ma più raramente, anche nei blocchi calcarei del Monte Somma (ove la l'avevano notata già Monticelli e Covelli), in forma di globetti raggiati, di lamine, di areole circolari con fibre raggiate (A. Scacchi).

AZZURRITE $Cu(CuOH)_2(CO_3)_2$

1. 1874. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, VIII, N. 10, pag. 1.
2. 1887. A. Scacchi, Catalogo dei minerali vesuviani ecc. Spettatore del Vesuvio e dei Campi Flegrei.

Osservata e ricordata probabilmente per il primo da A. Scacchi (1).

L'azzurrite si rinviene sotto forma di sottili incrostazioni o velature azzurre, che tappezzano non di rado le pareti delle fenditure della lava del 1631.

È accompagnata dall'atacamite e dalla vesbite.

TERMONATRITE $Na_2CO_3 . H_2O$

1. 1823. T. Monticelli e N. Covelli, Storia dei fenomeni del Vesuvio avvenuti negli anni 1821, 1822 e parte del 1823, pag. 192 del vol. II delle Opere dell'Abate Monticelli. Napoli, 1842.
2. 1833. L. Pilla, Lo Spettatore del Vesuvio e dei Campi Flegrei.
3. 1873. L. Palmieri, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 92.
4. 1874. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, VI, N. 9, pag. 26.
5. 1888. E. Scacchi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 486.
6. 1906. F. Zambonini, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, (2ª) XIII, N. 8, pag. 38.

Osservata e descritta per il primo da E. Scacchi (5).

Crosterelle saline, bianche, opache costituite da carbonato sodico monoidrato quasi puro, mescolato a piccole quantità di cloruri e solfati alcalini. Sono solubili nell'acqua: la soluzione con acido cloridrico, nitrico, ecc. fa viva effervescenza. Una determinazione di anidride carbonica ha dato a E. Scacchi 35,43 % (calc. 35,48 %).

Giacitura. Il carbonato sodico fu osservato da Monticelli e Covelli (1) nelle fumarole che, iniziata la loro attività il 28 febbraio 1822, ne raggiunsero il massimo il 16 marzo dello stesso anno. Pilla (2) trovò il carbonato sodico sotto forma di una crosta salina bianca su una bomba del 1833. Tutte queste osservazioni furono in seguito dimenticate. Nel 1873 Palmieri (3) annunziò in alcune stalattiti fistolose pendenti dalla volta di una grotta della lava del 1872 l'esistenza dei carbonati alcalini [1]. A. Scacchi (4) determinò la quantità di anidride carbonica contenuta in quelle stalattiti (3,28 %). E. Scacchi (5) nel 1888 riconobbe la termonatrite in alcune incrostazioni saline trovate nelle parti interne della lava del 1859 nel Fosso grande. Io (6) ho rinvenuto la termonatrite con i caratteri già descritti da E. Scacchi nelle piccole cavità di alcuni frammenti di leucotefrite bollosa, trovati nell'agosto 1906 alla base del cratere, nell'Atrio del Cavallo, presso la lava del 1895: le profonde modificazioni avvenute in quella regione non hanno permesso di stabilire se si trattava di blocchi rigettati durante l'eruzione del 1906 ovvero di frammenti della lava del 1895.

---

[1]) Palmieri ritenne, in base ad indagini di Coppola, che si trattasse di carbonato di potassio, « senza escludere la possibilità del carbonato sodico e del carbonato ammonico ». Lo stesso Palmieri ricorda di aver trovato quest' ultimo in uno dei crateri del 1861, un anno dopo finito l' incendio.

NATRON $Na_2CO_3 . 10H_2O$

1. 1845. A. Scacchi, Napoli e i luoghi celebri delle sue vicinanze, II, 409.
2. 1888. E. Scacchi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 486.

Osservato per il primo da A. Scacchi (1).

Secondo la descrizione di E. Scacchi (2), il natron della lava del 1859 forma dei granelli trasparenti, spesso isolati e talvolta aggruppati in piastrine: si presenta anche in croste traslucide dello spessore di 1 a 2 mm. All'aria si appanna e diventa opaco. Contiene una grande quantità di acqua: con gli acidi fa effervescenza ed è completamente solubile nell'acqua. L'analisi di E. Scacchi ha dato:

CO_2 15.91 Na_2O 22.15 K_2O 0.41 H_2O 61.68 Sa = 100.14

Numerose determinazioni dell'acqua hanno dato valori variabili tra 61,66 e 63,33 % (calc. secondo la formula del natron 62,94 %). Anche la quantità del potassio è abbastanza variabile.

Giacitura. Nel 1845 A. Scacchi (1) scriveva che il natron si trova efflorescente sulle scorie nascoste sotto alcune lave del Monte Somma, ma questa osservazione di Scacchi, quantunque accolta nella 4ª edizione della Mineralogia di Dana (1854, pag. 455) andò, in seguito, dimenticata, e lo stesso A. Scacchi non la ricordò più. Il natron fu riscoperto al Vesuvio nel 1888 da E. Scacchi, che lo rinvenne insieme alla termonatrite nelle parti interne della lava del 1859 nel Fosso grande.

TRONA $Na_2CO_3 . Na HCO_3 . 2H_2O$

1. 1897. V. R. Matteucci, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 223.
2. 1908. F. Zambonini, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, (2ª) XIII, N. 8, pag. 38.

Osservato e descritto per la prima volta da me (2).

Sistema cristallino: monoclino.

Forme: $a\{100\}$ $c\{001\}$ $e\{101\}$ $t\{\bar{1}02\}$ $o\{\bar{1}11\}$.

I cristallini di trona vesuviano nei quali io (2) rinvenni le forme indicate sono più o meno tabulari secondo la base ed allungati nella direzione dell'asse *b*. Presentano, generalmente, la combinazione *cao*. Le misure eseguite, ad onta della piccolezza e dell'imperfezione dei cristalli concordano bene con i valori teorici dedotti dalle costanti di v. Zepharovich [1]) $a:b:c = 2,8459:1:2,9696$; $\beta = 102°37'$.

Sfaldatura secondo {100}.

Il trona si rinviene in aghetti ed in crosticine molto fragili, biancastre.

Comp. chimica. $Na_2CO_3 . Na HCO_3 . 2 H_2O$. Una determinazione del residuo fisso ha dato 69,86 % (70,36 % calc.) Del resto, il trona vesuviano non è purissimo, ma contiene piccole quantità di cloruri e solfati.

Si scioglie completamente nell'acqua.

[1]) Zeitsch. für Kryst. 1888, XIII, 135.

Giacitura. Osservato da me insieme alla termonatrite nelle piccole cavità di certi frammenti di una leucotefrite bollosa trovati nell'agosto 1906 alla base del cratere, nell'Atrio del Cavallo, presso la lava del 1895, e per i quali è incerto, come si è già detto, se rappresentano dei blocchi rigettati nel 1906 ovvero dei frammenti della lava del 1895. In quest'ultima lava spintasi nel Fosso grande, Matteucci (1) aveva già annunciato l'esistenza in una spaccatura di una sostanza bianca, polverulenta, composta da un miscuglio di sali, tra i quali in notevole quantità il carbonato acido di sodio. Il Matteucci non potè, però, stabilire se era identico al trona, oppure se costituiva una specie nuova.

Per spiegare la formazione dei carbonati alcalini nelle lave, E. Scacchi (loc. cit.) ammise che un abbondante sviluppo di anidride carbonica abbia decomposto la lava, togliendole il sodio. Matteucci ritenne, invece, la loro formazione dovuta all'azione dell'anidride carbonica delle lave sull'idrato sodico che si forma per azione del vapor d'acqua ad elevata temperatura sul cloruro sodico. Io (2) mi associai alle conclusioni di Matteucci, che concordano con quanto espose Bunsen [1]) nella sua celebre Memoria sulle formazioni vulcaniche d'Islanda.

IDROMAGNESITE

1. 1891. O. Leneček, Tschermak's min. petr. Mitth., XII, 429.

È stata osservata al Monte Somma per la prima volta da Leneček, come un costituente delle pencatiti e predazziti, cioè delle idrodolomiti. Lo stesso minerale è stato pure da me osservato e con caratteri identici a quelli descritti da Leneček. L'idromagnesite forma delle massecole composte di tanti aghetti a struttura raggiata, sovente disposti anche a ventaglio, contorti, quasi sempre con estinzione ondulosa, con le proprietà da me riscontrate nella

Idrogiobertite. Sotto questo nome E. Scacchi [2]) ha descritto parecchi anni fa un minerale rinvenuto sotto forma di pallottole del diametro di 2 a 15 mm., di colore grigio chiaro, nell'interno di un grosso masso isolato di leucotefrite a grosse augiti delle vicinanze di Pollena. E. Scacchi non dette alcun carattere ottico o cristallografico del nuovo minerale, al quale assegnò il peso specifico 2,149-2,174 e la seguente composizione (dopo eliminazione delle sostanze estranee):

CO_2 25.16   MgO 44.91 H_2O 29.93   Sa = 100.00.

In base a questi risultati E. Scacchi calcolò la formula $Mg_2CO_4 + 3H_2O$.

Brugnatelli [3]), avendo ripreso in esame dei campioni originali di idrogiobertite, giunse, mediante l'esame microscopico, alla conclusione che quel minerale è una miscela di almeno due sostanze: una uniassica, riferita con qualche dubbio alla brucite, ed un'altra somigliante ad aggregati compatti di antigorite.

Le conclusioni di Brugnatelli furono da molti accettate, e la idrogiobertite tolta dalle specie minerali ben definite. Grazie alla cortesia del prof. Eugenio Scacchi ho potuto studiare i campioni che hanno servito alle sue ricerche, dimodochè quanto io ho osservato si riferisce, senza il più piccolo dubbio, alla idrogiobertite originale. Le sezioni sottili che io ho esaminato mostrano chiaramente che il minerale del quale io ho potuto disporre era assai più puro di quello che aveva potuto avere Brugnatelli. Il minerale descritto da E. Scacchi, che ha, appunto, al microscopio, un aspetto somigliante a quello dell'antigorite, in certe parti delle sezioni è quasi completamente privo di impurezze, se si

---

[1]) Pogg. Ann. 1851, LXXXVIII, 238.

[2]) Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, 1885, pag. 310.

[3]) Zeitsch. für Kryst. 1899, XXXI, 54; Centralblatt für Min. Geol. u. s. w., 1903, pag. 148.

toglie la magnetite: la brucite, in cristallini che non superano 1/25 di mm. è sparsa assai irregolarmente, perchè in alcuni punti delle sezioni non se ne ha traccia, mentre in altri, specialmente verso l'orlo dei globuli, è abbastanza abbondante.

Nella massa dell'idrogiobertite esistono, in talune sezioni, numerosi granuletti, isolati ovvero riuniti in piccoli gruppi, raramente a contorni cristallografici distinti (triangolari o quadratici), perfettamente isotropi, con una rifrazione molto elevata, pressochè incolori, ovvero giallicci. Presentano nitida sfaldatura secondo le facce del cubo, e, con tutta probabilità, appartengono alla periclasite. Nella idrogiobertite ho osservato anche dei granuletti di calcite e dei fiocchi rossicci di idrossido ferrico, specialmente verso la superficie, oltre alla magnetite, già notata da E. Scacchi.

L'idrogiobertite, che forma sempre almeno il 90 % dei globetti studiati, si presenta in forme fibroso-lamellari, con le fibre disposte a ventaglio oppure a fasci, molto somiglianti all'antigorite, con una direzione di sfaldatura. Per lo più non possiedono netti contorni e mostrano estinzione ondulosa. Delle lamelle più regolari hanno permesso, però, sicure determinazioni. Alcune di esse estinguono parallelamente alla direzione di allungamento, negativa; altre, invece, a 56° circa dalla direzione stessa. La grande somiglianza di questi caratteri con quelli che Weinschenk [1]) ha assegnato alla idromagnesite di Lancaster, mi fece sorgere il dubbio che l'idrogiobertite fosse identica all'idromagnesite. Ed un esame più approfondito della questione non fece che aumentare il dubbio stesso. I due minerali hanno, infatti, lo stesso peso specifico, uguale comportamento chimico: la quantità di MgO trovata da E. Scacchi (44,99 %) è vicinissima a quella richiesta dalla formula $4 MgO . 3 CO_2 . 4 H_2O$ della idromagnesite (44,17 %): di conseguenza nei due minerali è anche assai prossima la somma $CO_2 + H_2O$ (55,09 % trovata nella idrogiobertite, 55,83 % calcolata nella idromagnesite). L'unica differenza si avrebbe, perciò, nelle proporzioni relative dell'anidride carbonica e dell'acqua: mentre E. Scacchi avrebbe ottenuto nella sua idrogiobertite CO_2 25,16, H_2O 29,93 %, nella idromagnesite si ha CO_2 36,11, H_2O 19,72 %. Soltanto una nuova analisi del minerale vesuviano poteva risolvere la questione, e mi accinsi ad eseguirla con ogni cura, specialmente per quanto si riferiva alla determinazione dell'acqua e dell'anidride carbonica. 0,6 grammi circa di idrogiobertite secca all'aria furono arroventati in una canna di vetro difficilmente fusibile in corrente di ossigeno alla temperatura del rosso vivo, con le stesse modalità che s'impiegano nelle combustioni delle sostanze organiche. Il residuo fisso si sciolse in acido cloridrico senza la minima effervescenza, lasciando indisciolto il 2,62 % della sostanza impiegata. Nella soluzione cloridrica il calcio era presente solo in tracce, sicchè tutto il residuo fisso della calcinazione fu, dopo aver dedotto la parte insolubile, considerato come MgO. Si ottennero, così, i seguenti risultati:

CO_2	33.12	ovvero	CO_2	34.00
MgO	41.30		MgO	42.42
H_2O	22.96		H_2O	23.58
Insol.	2.62			—
	100.00			100.00

La mia analisi differisce fortemente da quelle di E. Scacchi, specialmente per le quantità rispettive di acqua e di anidride carbonica, e dimostra in modo indubbio l'identità della idrogiobertite con la idromagnesite, la quale ultima contiene CO_2 36,11 MgO 44,17 H_2O 19,72. Dalla mia analisi del minerale vesuviano segue la formula $3 CO_2 . 4 MgO . 5 H_2O$, la quale differisce per una molecola d'acqua in più da quella della idromagnesite

[1]) Zeitsch. für Kryst. XXVII, 570. Secondo Brugnatelli (Centralblatt für Min. Geol. u. s. w., 1903, pag. 663) le idromagnesiti di Kraubat e di Emarese sono da considerarsi rombiche.

$3\,CO_2 . 4\,MgO . 4\,H_2O$. Senza dubbio, però, questa maggior quantità di acqua è da considerarsi come non appartenente al minerale: già su H_2SO_4 o a 120° l'idrogiobertite presenta una notevole perdita di peso, che a 120° raggiunge 8,12 %. Non bisogna, del resto, dimenticare che l'idrogiobertite non è mai pura, ma contiene, al contrario, minerali ricchi in acqua (brucite, limonite). Eliminando l'acqua igroscopica che sfugge su H_2SO_4 si avrebbe accordo completo con la formula dell'idromagnesite.

Osservazione. Rammelsberg [1]) chiamò *idromagnocalcite* prima, *idrodolomite* poi, un minerale frequente nei blocchi cristallini del Monte Somma, sotto forma di sferette più o meno terrose, friabili, riunite insieme.

La prima analisi e dovuta a v. Kobell [2]) I, un'altra ne eseguì Rammelsberg II, su materiale avuto da A. Scacchi [3])

	CO_2	CaO	MgO	H_2O	Sa	
I	33.10	25.22	24.28	17.40	100.00	
II	43.40	26.90	23.23	6.47	100.00	psp. 2.495

Dana [4]) ritenne come probabile che l'idrodolomite rappresentasse semplicemente una miscela di calcite e idromagnesite, e questa ipotesi fu confermata da Leneček (loc. cit.).

A. Scacchi [5]) ha spiegato l'origine della idrodolomite con una ipotesi assai plausibile, ammettendo, cioè, che i frammenti di calcare più o meno fortemente calcinati eruttati negli antichi incendî abbiano preso dall'aria anidride carbonica ed acqua, trasformandosi nelle note miscele. Analoghe all'idrodolomite sono quelle mescolanze di carbonato di calcio e carbonati basici di magnesio che si rinvengono sovente nelle lave vesuviane, e specialmente in quella del 1631. Esse costituiscono la miglior prova della bontà della spiegazione data da Scacchi per la formazione dell'idrodolomite.

IDROZINCITE $Zn\,CO_3 . 2Zn\,(OH)_2$

1. 1883. G. Freda, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 292.

Osservata e descritta da Freda (1) sotto forma di piccole crosticine bianche, come prodotto di alterazione della blenda (cfr. pag. 33).

[1]) *Handwörterbuch des chemischen Theiles der Mineralogie.* Drittes Suppl. 1847, pag. 58; Fünftes Suppl. 1853, pag. 137.

[2]) Journal für prakt. Chemie 1845, XXXVI, 304.

[3]) Per altre analisi di prodotti analoghi cfr. pag. 87 in nota.

[4]) *System of Mineralogy*, 6ª Ed., pag. 306.

[5]) Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., 1888, II, 133.

SILICATI

GRUPPO DEI FELDSPATI

ORTOCLASIO — OLIGOCLASIO — ANDESINA — LABRADORITE — ANORTITE
ORTOCLASIO o SANIDINO $(K, Na) Al Si_3O_8$

(*Eisspath, Feldspato glaciale, riacolite*)

1. 1773. J. Ferber, Briefe aus Welschland etc. pag. 215 della trad. francese di Dietrich.
2. 1791. G. Gioeni, Saggio di litologia vesuviana, pag. 115.
3. 1801. S. Breislak, Voyages physiques et lythologiques dans la Campanie, pag. 148.
4. 1812. C. A. S. Hofmann, Handbuch der Mineralogie, II, 369.
5. 1822. R. J. Haüy, Traité de Minéralogie, III, 101.
6. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della min. vesuv., pag. 339.
7. 1829. G. Rose, Pogg. Ann., XV, 193.
8. 1833. G. Rose, Pogg. Ann., XXVIII, 143.
9. 1833. A. Breithaupt, Schweigger-Seidel, Journal für Chemie und Physik, LXVIII, 441.
10. 1836. T. Thomson, Outlines of Mineralogy, I, 290.
11. 1837. A. Lévy, Description d'un collection de minéraux etc., II, 174, 202.
12. 1846. M. Hörnes, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 776.
13. 1852. G. Rose, Das krystallochemische Mineral-System, pag. 88.
14. 1852. A. Scacchi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze di Napoli, pag. 109.
15. 1853. W. Sartorius von Waltershausen, Ueber die vulkanischen Gesteine in Sicilien und Island, pag. 24.
16. 1861. G. vom Rath, Pogg. Ann., CXIII, 429.
17. 1862. A. Des Cloizeaux, Manuel de Mineralogie, I, 546.
18. 1864. G. Tschermak, Sitzungsberichte Wiener Akad. der Wiss., L, 570, 580.
19. 1866. G. vom Rath, Zeitsch. d. d. geol. Gesellsch., XVIII, 570.
20. 1867. G. A. Kenngott, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 434.
21. 1866-69. N. v. Kokscharow, Materialien zur Min. Russlands, V, 146, 351.
22. 1868. G. vom Rath, Pogg. Ann., CXXXV, 454.
23. 1869. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, IV, N. 4, pag. 13.
24. 1869. G. vom Rath, Pogg. Ann., CXXXVIII, 478, 537.
25. 1872. G. vom Rath, Pogg. Ann., CXLVII, 281.
26. 1872. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, V, N. 22, pag. 17.
27. 1873. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, V, N. 3, pag. 9. Letta il 12 marzo 1870.
28. 1873. G. vom Rath, Pogg. Ann. Ergbd., VI, 381.
29. 1873. G. vom Rath, Zeitsch. d. d. geol. Gesellsch., XXV, 236.
30. 1877. G. Strüver, Zeitsch. für Kryst., I, 246.
31. 1878. P. Groth, Die Mineralien-Sammlung der Kaiser-Wilhems-Universität, Strassburg. pag. 247.
32. 1885. E. Scacchi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 310.
33. 1886. G. vom Rath, Verhandl. Niederrhein. Ver. Bonn, pag. 221.
34. 1887. B. Mierisch, Tschermak's min. petr. Mitth., VIII, 176.
35. 1889. A. Scacchi, Catalogo dei minerali e delle rocce vesuviane ecc., pag. 30.
36. 1892. A. Knop, Der Kaisersthul in Breisgau, pag. 95.
37. 1893. A. Lacroix, Les enclaves des roches volcaniques.

38. 1894. P. Franco, Giornale di Miner. Crist. e Petr. diretto dal Dott. F. Sansoni, V, 184.
39. 1901. F. Zambonini, Rivista di Min. e Crist. ital., XXV, 33.
40. 1907. A. Lacroix, Nouvelles Archives du Muséum, (4^e) IX.
41. 1908. A. Lacroix, Bulletin Soc. franç. de Minér., XXXI, 323.

Senza dubbio, una parte almeno del « quarzo » di Ferber (1) e specialmente le « lamine di quarzo trasparente a sei faccette » doveva appartenere al sanidino. Il primo che ricordi il « feldspato » è Gioeni (2), il quale, però, ha certamente riunito nel feldspato, come risulta dalle sue descrizioni, anche altri minerali. Altrettanto è da dirsi per Breislak (3), che ha dato al feldspato sia nei blocchi calcarei del Somma, che nelle lave moderne del Vesuvio una diffusione tale, da doverne dedurre che egli lo deve avere indubbiamente confuso con la meionite e la sodalite. Werner, come riferisce Hofmann (4), propose, per il sanidino del Vesuvio, il nome di Eisspath, che varî studiosi italiani tradussero con *feldspato glaciale;* Haüy (5) lo riconobbe identico al feldspato potassico ordinario. Indipendentemente da Haüy, giunsero alla stessa conclusione anche Monticelli e Covelli (6). G. Rose (7) distinse col nome di *riacolite* quei cristalli del Monte Somma e di Drachenfels nei quali l'angolo mm differisce considerevolmente dai valori ottenuti nell'adularia; anche per la composizione chimica Rose osservò differenze notevoli, contenendo la riacolite una considerevole quantità di sodio. Il nome di riacolite in seguito, però, fu abbandonato, perchè si trovò che nel sanidino del Monte Somma gli angoli sono eminentemente variabili ed i loro valori mutevoli non possono, quindi, permettere una distinzione specifica, ed inoltre che assai spesso il sanidino è fortemente sodifero: lo stesso Rose, per giunta, espresse dei dubbî sulla sua analisi, che ritenne potesse essere stata eseguita su materiale impuro per nefelina (13).

Sistema cristallino: triclino, pseudomonoclino [1]).

$$a:b:c = 0{,}6550:1:0{,}5522\ ;\ \beta = 116^\circ 4'. \text{ Zambonini (39)}$$

Queste costanti sono state calcolate da me in base alle misure di Kokscharow (21), Rath (22) e Franco (38). Le prime misure esatte sono state eseguite da Rose ((7) e (8)), il quale trovò che alcuni cristalli per i loro angoli si avvicinano all'adularia, mentre altri se ne allontanano sensibilmente [2]): altre furono comunicate da Tschermak (18). Un gran numero di misure precise presero Kokscharow e vom Rath: il primo propose le costanti approssimate $a:b:c = 0{,}6560:1:0{,}5493$; $\beta = 116^\circ 9'$ e, dopo aver conosciuto il lavoro di vom Rath (22) quelle definitive $a:b:c = 0{,}6540:1:0{,}5517$; $\beta = 116^\circ 4' 5''$; vom Rath (22) dalle sue misure calcolò $a:b:c = 0{,}6518:1:0{,}5527$; $\beta = 115^\circ 59' 28''$. Le misure di vom Rath furono sottoposte a nuovi calcoli da Strüver (30), che ne dedusse le costanti $a:b:c = 0{,}6538:1:0{,}5526$; $\beta = 115^\circ 52' 30''$. Finalmente Franco (38) calcolò in base a nuove misure, ed a quelle anteriori, $a:b:c = 0{,}6551:1:0{,}5516$; $\beta = 116^\circ 4'$. Le mie costanti danno, come risulta dalle tabelle allegate al mio lavoro, l'accordo migliore con le medie generali degli angoli finora misurati. È, per altro, da osservare che queste costanti speciali differiscono pochissimo da quelle proposte da me per il sanidino in genere ($a:b:c = 0{,}6550:1:0{,}5527$; $\beta = 116^\circ 4\,^1/_2{}'$).

Forme: $k\{100\}$ $M\{010\}$ $P\{001\}$ $T\{110\}$ $z\{130\}$ $V\{580\}$ $n\{021\}$ $k_1\{\bar{2}2.0.1\}$ $\eta\{201\}$ $x\{\bar{1}01\}$ $y\{\bar{2}01\}$ $S\{\bar{7}04\}$ $r\{\bar{4}03\}$ $N\{\bar{5}03\}$ $R\{\bar{4}05\}$ $q\{\bar{2}03\}$ $o\{\bar{1}11\}$ $u\{\bar{2}21\}$ $g\{112\}$ $\sigma\{151\}$.

---

[1]) Io ritengo con Groth, Hintze ecc. che il feldspato potassico sia polisimmetrico, in realtà triclino, ma, in causa di una complicata struttura polisintetica submicroscopica, apparentemente monoclino.

[2]) Per questi dagli angoli fondamentali di Rose seguirebbero le costanti $a:b:c = 0{,}6514:1:0{,}5516$; $\beta = 116^\circ 5' 55''$.

Nei cristalli delle druse dei blocchi del Monte Somma, specialmente delle sanidiniti, che sono stati quelli più frequentemente studiati, Monticelli e Covelli (6), a giudicare almeno dalle loro figure, devono avere conosciuto $kMPTzxyon$ ed un {$\bar{k}ol$} identico, forse, a {$\bar{4}03$}: Rose (7) determinò $MPTzxyon$; Hörnes (12) $MPTxyo$; Lévy (11) $MPTzxo$; vom Rath (22) $MPTzxyron\sigma$; Franco (38) $kMPTzxryogn$; Groth (31) $MPTzxyo$. Io ho osservato $kMPTzVnk_1xySrNRqou$, delle quali k_1SNRV sono nuove per il feldspato potassico in genere, u e q per quello del Monte Somma.

Il nuovo prisma V {580} ad onta del suo simbolo piuttosto complicato è da ritenersi come sicuramente determinato: è stato rinvenuto in un grosso frammento di cristallo, con due facce, una sottile e l'altra grandetta, abbastanza piane e splendenti, che hanno fornito buone misure:

$$(010):(580) = 43^{0}16' \text{ mis.} \qquad 43^{0}21\,{}^{1}/_{2}' \text{ calc.}$$

Il nuovo pinacoide k_1{$\overline{22}.0.1$} è stato osservato con una faccetta stretta ma così nitida, che l'incertezza nella misura dell'immagine da essa riflessa non supera i 2'. Nello stesso cristallo io ho determinato anche {$\bar{7}04$}, {$\bar{4}05$} e {$\bar{2}03$}, delle quali l'ultima non era stata ancora trovata nei cristalli del Monte Somma, mentre non è rara nell'adularia e nel feldspato comune di varie località. Presentava una piccola faccia splendente, che ha permesso precise misure. I nuovi pinacoidi {$\bar{7}04$} e {$\bar{4}05$} avevano pure ciascuno una piccola faccia, che ha fornito buone misure, e sono da considerarsi, secondo me, come forme sicure [1])

(001) : ($\overline{22}$.0.1) =	113°16'	mis.	113°13 $^1/_2$' calc.
(001) : ($\bar{7}04$)	74 58	»	75 8 $^1/_4$ »
(001) : ($\bar{4}05$)	40 28	»	40 43 $^3/_4$ »
(001) : ($\bar{2}03$)	34 8	»	33 50 $^1/_2$ »

{$\bar{5}03$}, pure nuova per il sanidino, è stata osservata nello stesso cristallo nel quale si è trovato {580}, con una esile faccia, che ha fornito esatte misure, sicchè è da ritenersi come sicuramente determinata:

$$(001):(\bar{5}03) = 72^{0}58' \text{ mis.} \qquad 73^{0}8' \text{ calc.}$$

Oltre alle forme indicate e perfettamente determinabili, io ne ho osservate non poche altre, che per essere di solito sottilissime e più o meno curve, non permettono, in genere, una sicura determinazione. Molto probabilmente, si ha a che fare con facce di prerosione, tanto più che i cristalli nei quali si rinvengono presentano, in molti casi, tracce non dubbie di corrosione. Assai meno verosimile è che si tratti di « Uebergangsflächen », quantunque per alcuni cristalli questa seconda ipotesi non sia del tutto escludibile. Le forme in questione sono state riscontrate nelle zone [$010:20\bar{1}$], [$010:1\bar{1}\bar{1}$], [$001:1\bar{1}0$], [$20\bar{1}:110$] e [$001:010$].

Quelle delle tre prime zone hanno dato misure così incerte e così variabili da cristallo a cristallo, che io ho creduto di non tenerne alcun conto. Molto importanti sono le faccette che smussano gli spigoli di combinazione delle due forme {$\bar{2}01$} e {110}, ma, disgraziatamente, quantunque sieno state osservate in parecchi cristalli, non hanno mai permesso esatte misure. In un solo cristallo sono state possibili mediocri misure, che

[1]) Le differenze piuttosto cospicue che si hanno tra gli angoli misurati ed i calcolati dipendono dal fatto che tutte le forme del cristallo nel quale si sono rinvenuti i nuovi pinacoidi descritti hanno dato valori angolari che si allontanano dai soliti. Così, si è avuto $(001):(\bar{2}01) = 80^{0}34'$ (calc. $80^{0}17\,{}^{1}/_{2}'$), $(001):(\bar{1}01) = 50^{0}38'$ (calc. $50^{0}15'43''$), ecc.

hanno dato il seguente risultato:

$(20\bar{1}):(h\,.\,h-2l\,.\,\bar{l}) = 15°41'$ mis.	$(20\bar{1}):(31\bar{1}) = 17°22'$ calc.
$(20\bar{1}):(h_1\,.\,h_1-2l_1\,.\,\bar{l}_1) = 25\ 41$ »	$(20\bar{1}):(42\bar{1})$ 25 59 »
$(1\bar{1}0):(h_2\,.\,\overline{h_2-2l_2}\,.\,\bar{l}_2) = 12\ 25$ »	$(1\bar{1}0):(64\bar{1})$ 12 25 »

La prima delle tre forme trovate può considerarsi come una vicinale a $\{\bar{3}11\}$: per le altre due si possono calcolare i simboli $\{\bar{4}21\}$ e $\{\bar{6}41\}$, con i quali si ha accordo soddisfacente con le misure.

In un altro cristallo esistevano due faccette abbastanza nitide nella zona [001 : 010], ma che disgraziatamente hanno permesso soltanto misure a bagliore. Una di esse si può considerare come {023}, l'altra è assai prossima a {051}

$(001):(okl) = 18°$ca mis.	$(001):(023) = 18°18'$ calc.
$(001):(ok_1l_1)$ 67 ca »	$(001):(051)$ 68 2 »

Quanto alle altre forme più comuni, nella zona [001] si ha che {100} e {130} esistono quasi sempre contemporaneamente: di solito {110} domina su {130}, ma in alcuni rari cristalli accade il contrario (fig. 10). {100} è molto raro e presenta facce sempre del tutto subordinate. Fra gli $\{\bar{h}ol\}$ quello che generalmente è più esteso è $\{\bar{1}01\}$; sempre abbastanza grande è $\{\bar{2}01\}$: sviluppo variabilissimo ha $\{\bar{4}03\}$, che ha facce ora molto esili, ora, invece, dominanti su quelle di $\{\bar{1}01\}$ e $\{\bar{2}01\}$. Il pinacoide $\{\bar{4}03\}$ è abbastanza frequente, come

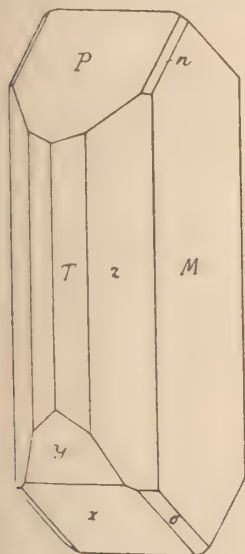
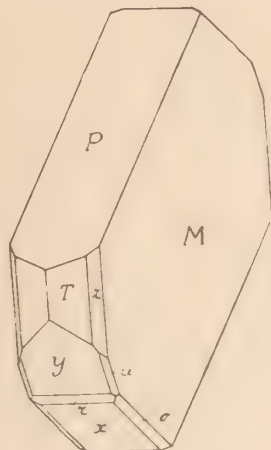
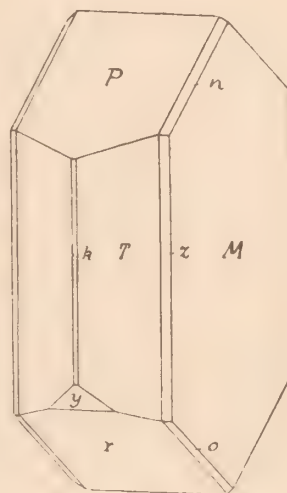



Fig. 10. Fig. 11. Fig. 12.

aveva riconosciuto già vom Rath (16). All'infuori della base, sempre abbastanza grande, tutte le altre forme osservate sono senza eccezione, quando esistono, presenti con esili faccette. Le più importanti sono $u\{\bar{2}21\}$ e $q\{\bar{2}03\}$, nuove per la località, riscontrate ciascuna in un solo cristallo. u (fig. 11) è determinata dal giacere nelle due zone $[010 : 20\bar{1}]$ e $[001 : 1\bar{1}0]$ e dagli angoli

$(010):(22\bar{1}) = 57°15'$ mis.	$57°9'$ calc.
$(20\bar{1}):(22\bar{1})$ 32 44 »	32 51 »

Di $\{\bar{2}03\}$ si è già discorso.

Lo sviluppo delle diverse facce di una stessa forma semplice è, di solito, abbastanza regolare, e l'habitus cristallografico è, perciò, perfettamente monoclino (fig. 11 e 12).

Non mancano, tuttavia, cristalli, talvolta di dimensioni abbastanza considerevoli e di grande bellezza, nei quali, al contrario, per la diversa estensione delle facce di una stessa forma o per la mancanza di alcune di esse, viene ad aversi un habitus spiccatamente triclino, tanto che alcuni di essi erano etichettati nella Collezione cristallografica dell'Università di Napoli come plagioclasi. Nella fig. 13 ne ho rappresentato uno, ed è innegabile che a prima vista non verrebbe considerato come monoclino. Anche io sul principio ho creduto di aver a che fare con anortose, ma le misure goniometriche, unite all'esame ottico, non hanno suffragato questa supposizione, ed hanno dimostrato che si tratta, invece, di sanidino ordinario o di sanidino sodico [1]).

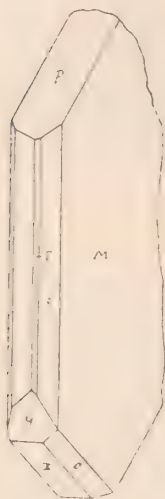



Fig. 13.

Come è noto già per le ricerche di G. Rose, confermate ed estese da quelle di Kokscharow, v. Rath e Franco, il sanidino delle geodi dei blocchi del Monte Somma presenta forti anomalie nei valori angolari, le quali, per altro, non ubbidiscono ad alcuna regola ben definita. Sotto questo punto di vista, i cristalli con habitus triclino non si differenziano affatto da quelli soliti ad habitus monoclino: anzi, talvolta le anomalie sono nei primi meno considerevoli. Così nel cristallo della fig. 13, che era veramente stupendo, io ho misurato, per es. $(001):(010) = 90°0'$; $(001):(0\bar{1}0) = 89°59\ {}^1/_2'$; $(010):(10\bar{1}) = 90°0'$; $(20\bar{1}):(110) = 45°20'$; $(20\bar{1}):(\bar{1}\bar{1}0) = 45°22'$.

L'habitus del sanidino delle druse dei blocchi del Monte Somma è poco variato, essendo i cristalli senza eccezione più o meno tabulari secondo }010{, e di solito allungati nella direzione dell'asse *c*, raramente di *a*. Nella loro maggiore dimensione superano talvolta i 3 cm. Il solo Lévy (11) ha descritto e figurato (Tav. XXXIX, fig. 3) dei cristalli tozzi « qui ressemblent au premier coup d'oeil à la sodalite », e che presenterebbero la comb. *PTx*. Io, per altro, ho gravi dubbi sull'esattezza di questa determinazione, non avendo mai nè altri studiosi, nè io stesso, che pure ho esaminato un materiale ricchissimo, rinvenuto un solo cristallo comparabile a quelli di Lévy, che, quindi, non provenivano dal Monte Somma ovvero appartenevano alla sodalite, come lascia supporre la stessa descrizione del Lévy.

Nei cristalli dei quali ci stiamo occupando i geminati non sono frequenti, quantunque già G. Rose (7) ne abbia osservato secondo le leggi di Karlsbad e di Baveno. Descrizioni più estese ed accurate misure specialmente su questi ultimi sono dovute a vom Rath (22) e a Scacchi (27 e 35). Particolarmente interessante è un gruppo composto di due trigeminati secondo la legge di Baveno uniti fra loro secondo quella di Manebach, che fu descritto prima da Scacchi (23) e poi da vom Rath (24). In seguito Scacchi (27 e 35) si occupò specialmente dei tetrageminati, con particolare riguardo alle loro anomalie angolari [2]).

[1]) Su {001} ho osservato, infatti, sempre estinzione retta e γ non supera, per la luce del sodio, 1,525. Nell'anortose, come ha fatto notare specialmente Riva, (Rendiconti R. Accademia Lincei, 1900, IX, 2° sem. 170 e 210), γ ha valori più elevati.

[2]) In uno di essi Scacchi ha osservato, in alcuni gruppi di faccette poliedriche, oltre a {110} e {130} anche delle faccette formanti con {010} un angolo di 40°13' e corrispondenti, perciò, a *L*{120}. Dato, però, il loro modo di presentarsi in « alcuni gruppi di faccette poliedriche le quali più volte si ripetono con angoli diedri prominenti e rientranti, formando così una superficie ondata », non mi sembra che possano considerarsi appartenenti ad una forma sicuramente determinata.

Nelle fonoliti a grandi cristalli di sanidino questi possono raggiungere fino a 32 mm. nella loro maggiore dimensione e sono sovente geminati di contatto secondo la legge di Karlsbad: i cristalli unici presentano spesso l'aspetto della fig. 14. Nelle trachiti micacee s'incontrano talvolta dei cristalli ad habitus prismatico, allungati nella direzione di *a*, con }001{ e }010{ ugualmente estesi e }021{ molto subordinato, costantemente rotti alle estremità, e che misurano perfino 4 cm. di lunghezza. Sono probabilmente geminati secondo la legge di Baveno.

Il sanidino che si è formato in taluni blocchi del Monte Somma a spese della leucite presenta qualche volta dei nitidi cristalli, schiacciati secondo }010{, e nei quali A. Scacchi (27) riconobbe le forme *MPTxy* ed E. Scacchi (32) *MPT zxryo*.

Interessanti sono i cristalli pneumatolici dei blocchi rigettati dal Vesuvio. In quelli del 1822 G. vom Rath (25) osservò, insieme a granato e tridimite, cristallini allungati secondo *a*, con *PM* dominanti e, subordinati, *Tzxyo*: Lacroix ((41) pag. 80) in altri blocchi della stessa eruzione cristalli di uguale abito, ma con le

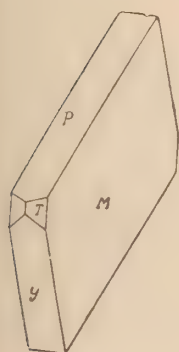
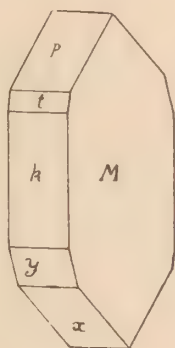
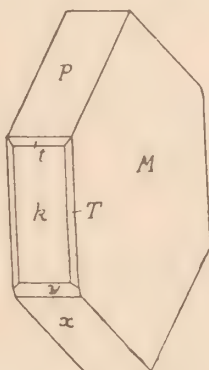
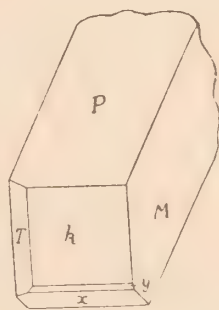



Fig. 14. Fig. 15. Fig. 16. Fig. 17.

forme *MPTxyno*. In un geminato di Baveno di un blocco del 1872 vom Rath (29) osservò le forme *PMTxo*. Nei blocchi del 1906 il sanidino è stato abbastanza frequente, e talvolta in forma di bei cristalli, nei quali Lacroix (41) ha rinvenuto le forme *MPkTxyt*: oltre a queste, io ho osservato anche *z*, *o*. Alcuni di questi cristalli, studiati da Lacroix, sono tabulari secondo }010{ e presentano la combinazione *MPTxy*, talvolta, però, secondo le mie osservazioni, anche *z* e *o*. Più importanti sono degli altri cristalli, da me rinvenuti insieme a magnetite e biotite pneumatolitiche, ovvero con la enstatite, caratterizzati sopratutto dalla costante presenza di }100{ con facce estese, e dalla frequenza del pinacoide }201{. Questi cristalli, che corrispondono senza dubbio a quelli su ricordati, per i quali Lacroix si è limitato a riportare le forme osservate senza alcun cenno descrittivo, offrono habitus variabile, ma sempre diverso da quello dei blocchi del Monte Somma. Alcuni di questi cristalli sono rappresentati dalle fig. 15-17: quelli tabulari secondo }010{ provengono dai blocchi con magnetite e biotite; il cristallino con *P* e *M* presso a poco ugualmente estesi è stato trovato con la enstatite. Benchè spesso l'habitus di questi cristalli sia decisamente asimmetrico, pure le proprietà ottiche permettono facilmente di esclu-

dere che si tratti di anortose. Le misure da me prese, assai precise e concordanti, dimostrano che il sanidino pneumatolitico descritto per i suoi angoli si allontana sensibilmente dai cristalli delle geodi delle sanidiniti, ecc. del Monte Somma, specialmente per quel che riguarda la zona [010], e si avvicina, invece, a quelli di Laach, come risulta dalle seguente tabella:

Spigoli	Misurati nei cristalli pneumatolitici con biotite e magnetite	Calcolati per i cristalli di Laach secondo		Calcolati per i cristalli del Monte Somma (secondo Zambonini)
		v. Rath	Strüver	
$(001):(\bar{1}01)$	50°31′	50°34′	50°38′	50°16′
$(001):(\bar{2}01)$	80 35	80 30	80 37	80 17 ½
$(100):(20\bar{1})$	35 29	35 28 ½	35 29	35 47
$(100):(10\bar{1})$	65 30	65 25	65 28	65 48
$(010):(1\bar{1}\bar{1})$	63 24	63 23 ½	63 21	63 16
$(001):(100)$	63 55 ½	64 ½	63 54	63 56

La sfaldatura è, nel sanidino sia del Monte Somma che del Vesuvio, facile e perfetta secondo *P* e *M*: una sfaldatura parallelamente a *T* è rara ad osservarsi e non è mai nitida.

Ordinariamente, il sanidino del Monte Somma e del Vesuvio è incoloro, abbastanza spesso, però, è biancastro, talvolta è gialliccio o verdiccio. Il colore gialliccio ovvero bruno è di solito dovuto a tenui depositi di idrossidi di ferro, quello verdiccio, per lo più, a interposizione di cristalli minutissimi di pirosseno.

In un blocco di pirosseno, granato, mica verde-smeraldo e feldspato della collezione Johnston-Lavis ho osservato in una geode dei bellissimi cristallini rosei di sanidino, somiglianti alla pietra del sole. Il colore era dovuto ad inclusioni di ematite che occupavano la porzione centrale dei cristalli, che erano nella rimanente parte limpidi e incolori.

Alcuni dei cristalli da me studiati del Monte Somma esaminati al totalrefrattometro su }010{ si comportano esattamente come una sostanza uniassica, ed in uno di essi ho ottenuto, per la luce del sodio:

$$\alpha = 1.5195 \qquad \beta\gamma = 1.5236$$

Altri cristalli, invece, e sono la maggioranza, hanno angolo assiale più o meno grande: in quello rappresentato nella fig. 13 col totalrefrattometro ho avuto:

	Li	Na	Tl
α	1.5171	1.5200	1.5226
β	1.5214	1.5243	1.5269
γ	1.5223	1.5250	1.5278

In un cristallo del Monte Somma accompagnato da anfibolo, Des Cloiseaux (17) ha osservato che il piano degli assi ottici era perpendicolare al piano di simmetria e che $2E_r = 29°$, $2E_{bleu}$ 21-22° (a 14,5° c.). Dopo una calcinazione di dieci minuti al rosso vivo, il piano assiale era divenuto parallelo a }010{ e $2E_r = 17°30'$ $2E_{bleu} = 28°45'$-29°.

Secondo Mierisch (34), il sanidino delle sanidiniti presenta molte inclusioni di augite, anfibolo, melanite, titanite ed altri minerali, raramente di vetro verdastro. Frequenti sono le inclusioni gassose, ed anche quelle di soluzioni saline con cubetti distinti di cloruro di sodio. Diffuse sono poi delle particelle torbide, sbrandellate, che si rinvengono anche in altri minerali del Monte Somma.

Durezza 6: peso spec. 2,394 (Monticelli e Covelli (6)), 2,553 (Analisi I), 2,618 (An. II), G. Rose (8), 2,577 (Breithaupt (9)), 2,436 (Thomson (10), 2,449 (Sartorius vom Waltershausen (15)), 2,580 (Tschermak (18)).

Comp. chimica. $KAlSi_3O_8$ con quantità variabili in soluzione solida del corrispondente composto sodico $NaAlSi_3O_8$.

Péchier, analizzando il sanidino del Vesuvio, vi aveva trovato il sodio invece del potassio, ma Monticelli e Covelli dimostrarono l'errore del chimico ginevrino, che potrebbe, del resto, aver avuto fra le mani un altro minerale.

Analisi quantitative sono state eseguite da Rose (8) I, cristalli con angoli prossimi a quelli dell'adularia, II « riacolite »; da Thomson (10) III, da Sartorius von Waltershausen IV; da Tschermak (18) V; e da Knop (36) VI, frammenti tolti dalla sabbia del mare tra Portici e Napoli.

	I	II	III	IV	V	VI
SiO_2	65.52	50.31	63.56	56.76	65.20	64.25
Al_2O_3	19.15	29.41	24.06	25.46	19.10	19.52
Fe_2O_3	—	0.28	0.92	0.56	—	0.48
CaO	0.60	1.07	0.94	1.40	0.40	0.75
BaO	—	—	—	—	—	1.18
K_2O, Na_2O, perdita	14.73	—	—	—	—	—
MgO	—	0.23	—	0.18	—	—
K_2O	—	5.92	10.03	6.37	14.00	11.25
Na_2O	—	10.56	—	9.63	1.60	2.26
H_2O	—	—	0.37	0.57	—	—
	100.00	97.78	99.88	100.93	100.30	99.69

L'analisi II, oltre ad avere sofferto un incidente che ne ha inficiata l'esattezza, è stata senza dubbio eseguita su materiale mescolato a nefelina, come ha ammesso lo stesso Rose, e come risulta dalla quantità percentuale di SiO_2 eccezionalmente bassa, da quella molto alta dell'Al_2O_3 e dal fatto che il minerale era, secondo Rose, fortemente attaccato dagli acidi. Anche l'analisi IV è probabile che sia stata eseguita su sanidino mescolato a nefelina. Le uniche analisi che si possono ritenere esatte e complete sono la V e la VI.

Al cannello fonde difficilmente. L'acido cloridrico caldo lo attacca con estrema difficoltà, come ho potuto stabilire mediante saggi eseguiti su cristallini puri tolti da vari blocchi. La polvere, secondo Kenngott (20), presenta reazione alcalina prima e dopo l'arroventamento.

Giacitura. Il sanidino è uno dei minerali più frequenti al Monte Somma: è l'elemento essenziale di un gran numero di blocchi costituiti prevalentemente da questo minerale (sanidiniti a sodalite, che sono comunissime, ovvero a leucite [1]), meno frequenti; microsieniti nefeliniche o sodalitiche; sommaiti; monzoniti; fonoliti a grandi cristalli di sanidino; trachiti micacee). Nelle cavità miarolitiche di tutte queste rocce il sanidino si

[1]) In alcune sanidiniti a leucite (37, pag. 457), Lacroix ha osservato il sanidino in forma di cristalli appiattiti, inglobati in gran numero da plaghe più grandi dello stesso minerale, in modo da formare una specie di pegmatite grafica di sanidino nel sanidino.

presenta in cristalli di varia grandezza, spesso assai belli, specialmente nelle sanidiniti. Piuttosto raramente si rinviene il sanidino nei blocchi calcarei: in molti casi questi ultimi sono associati a frammenti netti di sanidiniti, sicchè più che di blocchi calcarei dovrebbe parlarsi di sanidiniti che hanno inglobato e reagito con il calcare. In tutti i blocchi ricordati il sanidino è accompagnato dai minerali i più svariati; i più comuni sono, però, l'anfibolo, la sodalite e la nefelina: nelle sanidiniti pneumatolitiche abbondano, inoltre, l'idocrasio ed il granato.

Interessante è un blocco descritto da vom Rath (28), di granato con poco pirosseno, che contiene incluso un grande cristallo di meionite avvolto da un mantello di sanidino, che con due generazioni di cristalli si rinviene anche tra la meionite e le pareti del blocco che include questo minerale. La prima generazione è in cristalli più grandi, quasi tutti geminati e trigeminati di Baveno; la seconda è rappresentata da piccolissimi geminati di Karlsbad tabulari secondo *M*. Anche notevoli sono dei geminati, generalmente secondo Karlsbad, con vivo splendore su *M*, in relazione appunto con la geminazione, dei quali fece parola vom Rath (33). Essi somigliano molto a plagioclasi, perchè si raggruppano con gli assi *c* un po' divergenti, in modo che *P* e *x* formano angoli salienti e rientranti.

Nella massa dei blocchi di leucotefrite rigettati dal Monte Somma il sanidino è raro, tuttavia in alcuni di essi io ho osservato questo minerale in cristalli prismatici lunghi fino 25 mm.: non troppo rari sono quelli inclusi nei gruppi di grossi cristalli di leucite.

Il feldspato pneumatolitico delle fenditure di varie lave vesuviane moderne fu ricordato già dal Breislak (3), il quale, però, lo deve avere, in parte, confuso con la sodalite: Scacchi (14) ne pose fuori di dubbio la presenza, specialmente nelle cellette e nelle fenditure della lava del 1631, e queste osservazioni furono confermate dal vom Rath (19). Nelle geodi della lava di Pollena ed in quelle dei blocchi lavici rigettati dal Monte Somma e dal Vesuvio il sanidino fu osservato già da Monticelli e Covelli. Nei blocchi del 1882, Scacchi (14) lo rinvenne insieme a melanite ed anfibolo, vom Rath (25) a granato e tridimite; Lacroix (40, pag. 80) osservò, provenienti dall'eruzione del 1822, blocchi composti di bacchette rettangolari di sanidino, avviluppanti cristalli di pirosseno e di wollastonite, nelle geodi dei quali esistevano i bei cristalli di sanidino già ricordati. Nei blocchi del 1872 il sanidino sembra sia stato piuttosto raro: fu menzionato da Scacchi (26) e descritto da vom Rath (29). Più frequente è stato in quelli del 1906. Riunendo le osservazioni di Lacroix (40) e le mie, risulta che il sanidino si è presentato sopratutto nelle fessure irregolari, analoghe a quelle della lava del 1631, dei blocchi di leucotefriti doleritiche modificate, insieme specialmente alla sodalite, e poi a magnetite, apatite ecc., talvolta anche alla fayalite. Si è osservato pure nelle piccole cavità miarolitiche delle rocce suddette, accompagnato da sodalite, augite verde, cavolinite, anfibolo, magnetite e apatite. I cristallini più interessanti, con {201}, si sono rinvenuti nelle piccole cavità di un blocco di leucotefrite microlitica, insieme a biotite, magnetite ed un plagioclasio indeterminabile. Lacroix ha osservato il sanidino anche nella pasta di questa roccia, in associazioni vermicolate con un minerale isotropo, che è probabilmente sodalite. Cristalli *MPTxy* ha trovato Lacroix (40, pag. 77) nelle parti miarolitiche di una leucotefrite microlitica profondamente corrosa, con la leucite trasformata quasi completamente in microsommite, e grandi cristalli automorfi al contatto tra il vetro verde chiaro e la roccia e nel vetro stesso in alcuni blocchi di leucotefriti miarolitiche con parti vetrose. Bei cristalli di sanidino io ho rinvenuto insieme a enstatite, ematite, anidrite, apatite, gesso. Più recentemente, Lacroix (41) ha descritto il sanidino delle geodi di alcuni blocchi eterogenei a tridimite, che si presentava in cristalli appiattiti secondo *P* ed allungati nella direzione dell'asse *a*, con le forme *PMTy*, con angolo piccolissimo degli assi ottici e forte dispersione.

Quanto alla giacitura del sanidino formatosi a spese della leucite se ne parlerà a proposito di quest'ultimo minerale.

OLIGOCLASIO e ANDESINA

1. 1826. N. Covelli, Débit de minéraux du Vésuve, pag. 5.
2. 1853. A. Scacchi, Neues Jahrbuch für Min. Geol. ecc., pag. 257.
3. 1869. G. vom Rath, Pogg. Ann., CXXXVIII, 464.
4. 1869. A. Scacchi in vom Rath, Pogg. Ann., CXXXVIII, 547.
5. 1871. G. vom Rath, Pogg. Ann., CXLIV, 225.
6. 1883. A. Scacchi, Memorie della Società Ital. delle Scienze (detta dei XL) IV, N. 8, pag. 21.
7. 1887. B. Mierisch, Tschermak's min. petr. Mitth., VIII, 180.
8. 1907. A. Lacroix, Nouvelles Archives du Muséum, (4ª) IX, 75.

Nel 1826 N. Covelli (1) ricordava per il primo il feldspato sodico (albite), in cristalli madreperlacei e amorfo color carne; molti anni dopo, A. Scacchi (2) poneva l'albite tra i minerali del Monte Somma. vom Rath (3), finalmente, osservò e descrisse l'oligoclasio, e confrontando i suoi risultati con quelli che Scacchi aveva ottenuto, ma non pubblicati, già nel febbraio 1848 e nel novembre 1850, dimostrò l'identità dell'albite di Scacchi (che era senza dubbio la stessa di Covelli) col suo oligoclasio. In seguito, lo stesso vom Rath (5) descrisse anche, come andesina, un altro plagioclasio più ricco in calcio: secondo le mie osservazioni l'oliglocasio e l'andesina del Monte Somma sono riuniti da molti termini di passaggio, sicchè è opportuno descriverli insieme.

Sistema cristallino: triclino.

$$a : b : c = 0.6321 : 1 : 0.5524$$

$$\alpha = 93°4\,{}^1/_3{}' \qquad \beta = 116°22\,{}^1/_2{}' \qquad \gamma = 90°4\,{}^1/_2{}'$$

Queste costanti sono quelle che Dana (*System of Mineralogy*, 6th Ed., pag. 332) ha calcolato dagli angoli fondamentali di vom Rath $MP = 93°28'$, $MT = 61°40'$, $Mu = 58°13'$, $PT = 68°48'$, Pu 84°57', e sono state adottate anche da Hintze (*Handbuch der Mineralogie*, II, 1474) per l'oligoclasio in genere. Le costanti di vom Rath sono, però, da ritenersi come appena approssimative, come risulta già dal fatto che l'accordo tra le sue misure ed i valori calcolati è, specialmente per alcuni angoli molto importanti, come $M\bar{l}$, $\bar{l}T$, Px, $l\bar{l}$, non troppo soddisfacente. Non solo, ma avendo io eseguito numerose misure sui bellissimi cristalli del Museo di Napoli, che sono per lo meno non inferiori a quelli studiati da vom Rath, ho ottenuto valori in cattivo accordo con quelli dedotti dalle costanti di quest'ultimo, ed inoltre nei diversi cristalli ho constatato oscillazioni così considerevoli negli angoli omologhi, da convincermi della assoluta impossibilità di calcolare per questo minerale delle costanti non troppo malsicure. Basti accennare che ho trovato PM variabile tra 93°19 ${}^1/_2{}'$ e 93°50', Py tra 80°47' e 81°9' ecc., tenendo conto, naturalmente, soltanto dei valori più precisi.

Forme: $k\{100\}$ $M\{010\}$ $P\{001\}$ $T\{1\bar{1}0\}$ $l\{110\}$ $z\{1\bar{3}0\}$ $f\{130\}$ $x\{\bar{1}01\}$ $r\{\bar{4}03\}$ $y\{\bar{2}01\}$ $n\{\bar{2}01\}$ $e\{021\}$ $o\{\bar{1}\bar{1}1\}$ $p\{\bar{1}11\}$ $u\{\bar{2}\bar{2}1\}$ $g\{\bar{2}21\}$.

Scacchi già nel 1848-1850 osservò $MPTlfzxyrnopug$; vom Rath aggiunse kc: io ho ritrovato tutte le forme su elencate ad eccezione di k. Nell'andesina vom Rath (5) determinò P, M, T, l, z, f, x, y, o.

Cristalli semplici sembrano non esistere, a giudicare almeno dalle osservazioni di vom Rath e dalle mie. Nei termini più poveri in calcio si hanno geminati secondo tre leggi: 1) Asse di geminazione la normale a M (legge dell'albite); 2) Asse di geminazione l'asse c; 3) Asse di geminazione l'asse b (legge del periclino). Le due prime erano state riscontrate già da Scacchi.

I cristalli sono in generale schiacciati secondo *M* e piuttosto allungati nella direzione dell'asse *c*.

vom Rath ha osservato che tutti i geminati secondo la legge dell'albite erano impiantati in modo da presentare libera quell'estremità nella quale $P\underline{P}$ formano un angolo rientrante. In uno di questi geminati vom Rath determinò la combinazione *MPTlfzxyu*: dominanti erano *MTPly*.

Più importanti e, secondo le mie osservazioni, più frequenti sono i geminati secondo la legge: asse di geminazione l'asse *c*. Sono tutti geminati di contatto: piano di unione è *M*. Tanto vom Rath, che io ne abbiamo trovati di quelli formati da due individui destri e di quelli costituiti da due sinistri: talvolta i due individui hanno sviluppo irregolare. I geminati studiati da vom Rath sono caratterizzati dal presentare come forme terminali dominanti *P* e *x*: *y* appare in essi di solito subordinato o anche manca. Io ne ho esaminati di due tipi diversi; uno somigliante a quelli descritti da vom Rath con *Px* dominanti fra le forme terminali e senza nemmeno tracce di *r* e *y*: questi cristalli, che per le loro proprietà ottiche, come vedremo, sarebbero piuttosto da riferirsi all' andesina, raggiungono fino 13 mm. nella direzione dell'asse *c* nella quale sono di solito allungati, e diversificano alquanto da quelli di vom Rath per essere maggiormente tabulari secondo *M*. Spessissimo sono così conformati da somigliare a geminati secondo la legge dell'albite, e come tali, appunto, erano indicati nella collezione di Napoli. L'altro tipo è rappresentato da cristalli biancastri o quasi incolori, più o meno fortemente schiacciati secondo *M* e sempre allungati nella direzione dell'asse *c*, nella quale arrivano a misurare fino 6 mm.; differiscono molto da quelli figurati da vom Rath nella sua fig. 9, perchè in essi le forme terminali dominanti sono *P* e *y*: quasi costantemente è presente *r* con facce abbastanza grandi, spessissimo più estese di quelle di *x*, che è di solito sottile. Inoltre, quasi sempre sono presenti le facce di *u* o di *g*, invece di quelle di *o* o di *p*, che, quando esistono, sono sempre sottilissime. *u* e *g* in alcuni cristalli sono molto estesi. La combinazione che io ho osservata più di frequente in questi cristalli è *PMTlfzxryu*: talvolta si aggiunge *o* e in qualche cristallo anche *n*. Nei geminati dei quali ci stiamo occupando, Scacchi aveva osservato che le facce $MP\overline{x}\overline{M}$ formano una zona. vom Rath ((3) pag. 548) obbiettò che « wenn auch bei der wechselnder Lage von *x* dies zuweilen recht angenähert der Fall seyn mag, so zweifle ich nicht, dass eine ganz genaue Beobachtung z. B mit dem Fernrohrgoniometer stets eine Abweichung der Reflexbilder jener Flächen ergeben wird ». Io devo, però, notare che, avendo esaminato accuratamente sotto questo punto di vista varî dei migliori cristalli col goniometro a cannocchiali, ho potuto convincermi che le osservazioni di Scacchi erano esatte, perchè ho trovato o che le facce $MP\overline{x}\overline{M}$ erano perfettamente in zona, ovvero che la deviazione di $\overline{x}$ era piccolissima, addirittura evanescente.

I geminati secondo la legge del periclino sono più rari: piano di accrescimento è la base. Sono attaccati alla roccia per la parte dalla quale si trova l'angolo saliente $M\underline{M}$. La combinazione in essi osservata da vom Rath è *MPkTlfzxryopg*.

La legge dell'albite e quella del periclino sono state trovate da vom Rath riunite in un gruppo composto di due individui geminati secondo la prima legge, ad uno dei quali ne era unito un terzo secondo la legge del periclino.

I cristalli del Monte Somma riferiti da vom Rath (5) all'andesina sono tutti geminati, più frequentemente secondo la legge: asse di geminazione c, piano di unione M; meno frequenti sono quelli secondo la legge dell'albite.

Interessante è un trigeminato, nel quale uno dei tre individui è unito al secondo per la legge: asse di geminazione c, e al terzo per la legge del periclino. Per il loro habitus i cristalli di andesina somigliano a quelli di oligoclasio.

A. Scacchi (6) ha riferito all'andesina dei cristallini in forma di tavolette esagonali di un plagioclasio calcico sodico di alcuni blocchi rinvenuti nella lava del 1631. In un cristallino di habitus diverso, geminato secondo la legge dell'albite, poco adatto per misure un po' esatte, Scacchi misurò parecchi angoli, ma non riuscì ad identificare le facce da lui osservate con quelle note nei plagioclasi. Tenendo conto della imperfezione delle misure, mi sembra che le facce di Scacchi possano interpretarsi così: $\mathcal{B} = \{100\}$, $C = \mathcal{O} = \{010\}$, $m = \mathfrak{m} = \{1\bar{1}0\}$, $u = \{110\}$, $A = \{001\}$, $i = \{011\}$, $e = \{0\bar{2}1\}$, $y = \{\bar{1}01\}$, $z = \{\bar{1}\bar{1}1\}$ [1]. Su alcune facce di questo cristallo, e specialmente sulla m, Scacchi osservò al microscopio numerosi cristallini di natura non accertata, in accrescimento regolare.

Sfaldatura perfetta secondo P e M. Nell'oligoclasio vom Rath ne aggiunge anche un'altra parallela a T, che nè Scacchi, nè io abbiamo osservato.

Durezza 6: peso spec. 2,601 oligoclasio, 2,647 andesina (vom Rath (3) e (5)).

L'oligoclasio del Monte Somma è da incoloro a biancastro: da trasparente a quasi opaco. L'andesina di vom Rath era perfettamente incolora e trasparente.

In uno dei geminati tabulari secondo M su ricordati ho fatto levigare e portare a pulimento una faccia di $\{010\}$, e mi sono servito della superficie così ottenuta per determinare gli indici di rifrazione col totalrefrattometro. I risultati avuti per la luce del sodio sono i seguenti:

$$\alpha = 1{,}5519 \qquad \beta = 1.5549 \qquad \gamma = 1.5591$$

Si tratta, perciò, di andesina. I cristalli bianchicci sono, invece, di oligoclasio: su (010) una direzione di massima estinzione forma, per la luce bianca, un angolo di $+2^\circ$-3° con lo spigolo [100], su (001) con lo stesso spigolo di 1°-2°.

Comp. chimica. Secondo le analisi di vom Rath, l'oligoclasio (I) corrisponde alla miscela 4 Ab . An, l'andesina (II) a 3 Ab . 2 An.

	SiO_2	Al_2O_3	CaO	K_2O	Na_2O	Perd. per calc.	Sa
I	62.36	23.38	2.88	2.66	7.42	0.13	98.83
II	58.53	26.55	6.43	0.89	7.74	—	100.14

Un'analisi incompleta eseguita da Mierisch (7) dell'andesina separata coi liquidi pesanti da un blocco sanidinico dette SiO_2 57.46 Al_2O_3 28,16 CaO 7,48, il che conduce alla miscela 4 Ab . 3 An.

---

[1]) Se così è, e la semplicità dei simboli e l'accordo non troppo cattivo tra gli angoli trovati da Scacchi ed i valori teorici parlano molto in favore dell'interpretazione adottata, gli angoli dati da Scacchi per Cz e $z\mathcal{O}$ dovrebbero, invece, riferirsi a Cy e $y\mathcal{O}$. Si avrebbe, perciò, per errore di stampa, z invece di y in questi due angoli.

L'oligoclasio al cannello fonde difficilmente in un vetro poco bolloso. Dall'acido cloridrico è decomposto solo parzialmente.

Giacitura. L'oligoclasio è stato osservato al Monte Somma nelle geodi di rarissimi blocchi composti di mica verde, anfibolo ed augite, ambedue di colore verde scuro: nelle geodi è accompagnato da granato bruno e da augite. L'oligoclasio è anche un costituente predominante di alcuni rari blocchi costituiti da oligoclasio, granato bruno rossiccio, augite verde scura e poca nefelina, ovvero da oligoclasio, augite, mica, sodalite grigia, idocrasio.

Lacroix (8) riferisce all'óligoclasio delle lamelle di un plagioclasio rinvenute in una leucotefrite a cavità drusiche, insieme ad augite gialla, sodalite, ematite e biotite. Sarebbe questo il primo caso di oligoclasio pneumatolitico, ma la determinazione non mi sembra sicura, fondandosi sul solo fatto che l'estinzione su {010} è parallela a [010 : 001].

L'andesina descritta da vom Rath (5) è stata trovata nelle geodi di un blocco composto di una miscela di cristalli tabulari identici a quelli delle druse, con zone sferiche di mica verde, specialmente intorno alle pareti delle druse. Era accompagnata da pochi, piccoli cristalli di augite verde, di anfibolo nero e di idocrasio. In un blocco di sanidinite l'andesina è stata osservata da Mierisch (7), il quale ha constatato che nelle sanidiniti si ha sempre del plagioclasio, ed il più frequente sembra essere proprio l'andesina. Avvolti nella lava del 1631, Scacchi (6) ha trovato dei blocchi costituiti da leucite vitrea, augite nera ed andesina, con piccole quantità di mica, magnetite e apatite.

LABRADORITE

1. 1835. A. Laurent e Ch. Holms, Ann. chim. phys., pag. 332.
2. 1885. E. Scacchi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 310.

Questo plagioclasio è stato determinato la prima volta da Laurent e Holms in certe lave vesuviane, sotto forma di cristalli bianchi, vetrosi, ritenuti prima per sanidino. Élie de Beaumont suppose che potessero appartenere alla labradorite, e l'analisi approssimativa di Laurent e Holms

SiO_2 47.9 Al_2O_3 34.0 Fe_2O_3 2.4 Na_2O 5.1 K_2O 0.9 CaO 9.5 MgO 0.2 Sa = 100.00

confermò l'opinione del de Beaumont.

Alla labradorite ha riferito E. Scacchi un plagioclasio rinvenuto in piccole lamelle cristalline in alcune parti del grosso blocco di leucitofiro delle vicinanze di Pollena nel quale fu trovata l'idrogiobertite. Scacchi ottenne SiO_2 53,89, Al_2O_3 29,35 %.

Il plagioclasio delle leucotefriti del Vesuvio e del Monte Somma raramente appartiene alla labradorite, più spesso, invece, a termini prossimi alla bytownite o all'anortite [1]).

ANORTITE $CaAl_2Si_2O_8$

(inclusa la **bytownite**)

1. 1823. G. Rose, Gilbert's Ann. LXXIII, 197.
2. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 428 e 438.
3. 1832. A. Breithaupt, Vollständiges Charakteristik des Mineral-Systems, pag. 164.
4. 1833. G. Rose, Pogg. Ann., XXVIII, 154.
5. 1837. J. H. Brooke, Phil. Mag., pag. 368.

[1]) Lacroix (Nouvelles Archives du Muséum, (4ª) IX, 66 e 76) ha osservato piccole laminette di un plagioclasio pneumatolitico indeterminabile sulle pareti delle fenditure della lava della Scala ed insieme al sanidino in un blocco rigettato di leucotefrite microlitica imbevuto di biotite neogenica.

6. 1837. A. Lévy, Description d'une collection de minéraux etc., II, 200.
7. 1840. H. Abich, Pogg. Ann., L, 351.
8. 1840. H. Abich, Pogg. Ann., LI, 519.
9. 1848. G. Sillem, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 404.
10. 1852. A. Scacchi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 110.
11. 1856. F. Hessenberg, Mineralogische Notizen, I, 6.
12. 1862. A. Des Cloizeaux, Manuel de Minéralogie, pag. 294. Contiene anche i risultati di studî di Marignac e di A. Scacchi.
13. 1862. N. von Kokscharow, Materialien zur Mineralogie Russlands, IV, 207.
14. 1864. N. von Kokscharow, Bulletin de la Classe Phys.-Mathém. de l'Acad. Imp. des Sciences de St. Pétersbourg, VII, 326.
15. 1867. G. A. Kenngott, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., 310, 778.
16. 1868. G. Strüver, Atti R. Accad. delle Scienze di Torino, IV, 38.
17. 1869. F. Kreutz, Sitzunsber. Wiener Akad. der Wissensch., pag. 10.
18. 1869. G. vom Rath, Pogg. Ann., CXXXVIII, 449.
19. 1869. G. A. Kenngott, Vierteljahrschriften der Naturf. Gesellsch. in Zürich, XIV, 409.
20. 1871. G. Strüver, Atti R. Accad. delle Scienze di Torino, VI, 358.
21. 1871. A. Schrauf, Atlas der Krystallformen der Mineralien Taf., XVI e XVII.
22. 1872. G. vom Rath, Pogg. Ann., CXLVII, 62.
23. 1875. A. Des Cloizeaux, Ann. de Chim. et Phys., IV, 11. Anche Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., 1875, 283.
24. 1876. A. Des Cloizeaux, Ann. de Chim. et Phys., IX.
25. 1880. M. Schuster, Tschermak's min. petrog. Mitth., III, 215.
26. 1881. J. Beckenkamp, Zeitsch. für Kryst., V, 441.
27. 1883. L. Fletcher, Zeitsch. für Kryst., VIII, 492.
28. 1883. A. Michel-Lévy, Bulletin Soc. franç. de Minér., VI, 219.
29. 1883. J. Lemberg, Zeitsch. d. d. geol. Gesellsch., XXXV, 605. Anche 1885, XXXVII, 967; 1887, XXXIX, 569.
30. 1883. A. Scacchi, Memorie Soc. Ital. delle Scienze (detta dei XL) IV, N. 8, pag. 31.
31. 1885. F. Kreutz, Tschermaks's min. petrog. Mitth., VI, 137.
32. 1886. B. Hecht, Zeitsch. für Kryst., XI, 547.
33. 1886. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, I, N. 5, pag. 17.
34. 1886. B. Mierisch, Tschermak's min. petrog. Mitth., VIII, 178.
35. 1887. S. L. Penfield e E. S. Sperry, Amer. Journ. of Sc., XXXIV, 390.
36. 1890. C. Doelter, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., II, 129.
37. 1891. E. Fedorow, Tschermak's min. petr. Mitth., XII, 443.
38. 1891. L. Sinigallia, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., Beil-Bd. VII, 421.
39. 1892. E. Fedorow, Zeitsch. für Kryst. XX, 362. Anche Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., II, 68.
40. 1893. E. Fedorow, Zeitsch. für Kryst., XXI, 668.
41. 1893. A. Lacroix, Les enclaves des roches volcaniques, pag. 298, 303, 523.
42. 1894. E. Fedorow, Zeitsch. für Kryst., XXII, 251.
43. 1894. F. Fouqué, Bulletin Soc. franç. de Minér., XVII, 311.
44. 1894. A. Michel-Lévy, Étude sur la détermination des feldspaths en plaque mince etc.
45. 1895. F. Becke, Tschermaks's min. petrog. Mitth., XIV, 415.
46. 1896. E. Fedorow, Zeitsch. für Kryst., XXVI, 260.
47. 1897. E. Fedorow, Zeitsch. für Kryst., XXVIII, 490.
48. 1897. G. A. Binder, Tschermak's min. petrog. Mitth., XII, 341.
49. 1898. A. De Grammont, Bulletin Soc. franç. de Minér., XXI, 95.
50. 1898. K. Keilhack, Zeitsch. d. d. geol. Gesellsch. Verhandl., pag. 131.
51. 1899. C. Viola, Zeitsch. für Kryst., XXXI, 484.
52. 1899. F. Becke, Tschermak's min. petrog. Mitth., XVIII, 556, XIX, 201. Anche Sitzungsberichte Wiener Akad. der Wissensch., CVIII, 434.

53. 1899. C. Klein, Sitzungsberichte der preuss. Akad. der Wissensch. zu Berlin, pag. 346.
54. 1900. G. F. Herbert Smith, Zeitsch. für Kryst., XXXII, 215.
55. 1901. C. Doelter, Tschermak's min. petr. Mitth., XX, 210.
56. 1902. C. Doelter, Centralblatt für Min. etc., pag. 426. Tschermak's min. petrog. Mitth., XXI, 23.
57. 1902. E. A. Wülfing, Zeitsch. für Kryst., XXXVI, 403.
58. 1903. E. Fedorow, Zeitsch. für Kryst., XXXVII, 150.
59. 1903. G. Tschermak, Sitzungsberichte Wiener Akad. der Wissensch., (1) CXII, 1.
60. 1905. L. Borgström e V. Goldschmidt, Zeitsch. für Kryst., XLI, 63.
61. 1907. A. Lacroix, Nouvelles Archives du Muséum, (4e) IX.

L'anortite fu scoperta e descritta da G. Rose (1): Monticelli e Covelli (2) senza conoscere in tempo utile il lavoro del mineralista tedesco, dettero il nome di *cristianite* e di *biotina*, in onore rispettivamente del Principe Cristiano Federico di Danimarca e dell'illustre fisico Biot, a due minerali che ritennero, nelle « Addizioni » alla loro opera (pag. 482), differenti dall'anortite del Rose. L'identità della cristianite con l'anortite fu accertata già nel 1832 da Breithaupt (3), quella della biotina alcuni anni più tardi ad opera di Brooke (5).

Sistema cristallino: triclino, probabilmente pediale.

$$a:b:c = 0.6351:1:0.5504$$

$$\alpha = 93^\circ 8' \quad \beta = 115^\circ 52\,{}^1/_2{}' \quad \gamma = 91^\circ 13\,{}^1/_2{}' \quad \text{(Zambonini)}$$

Gli angoli dell'anortite furono determinati con grande esattezza già da G. Rose (4): i cinque angoli che egli scelse come fondamentali (MT = 62°32', Tl = 59°30', PM = 85°48', Pn = 46°47', PT = 69°3') sono assai prossimi, ad eccezione di PT che se ne discosta alquanto, ai valori trovati più tardi dagli altri studiosi. Nuove misure precise furono eseguite nell'anortite da Marignac e pubblicate da Des Cloizeaux (12): dagli angoli fondamentali di Marignac seguono le costanti

$$a:b:c = 0.6347:1:0.5511$$

$$\alpha = 93^\circ 13\,{}^1/_3{}' \; ; \; \beta = 115^\circ 55\,{}^1/_2{}' \; ; \; \gamma = 91^\circ 11\,{}^2/_3{}'$$

le quali furono generalmente adottate, specialmente dopo che Kokscharow (13 e 14) ne dimostrò l'esattezza, confrontando i valori da esse dedotti con quelli trovati in due cristalli del Monte Somma. Anche altri studiosi (vom Rath, Fouqué ecc.) hanno trovato accordo soddisfacente tra gli angoli misurati ed i calcolati secondo Marignac. Per la temperatura di 20° Beckenkamp (23) calcolò $a:b:c = 0{,}6353:1:0{,}5504$; $\alpha = 93^\circ 8'\, 6{,}6''$; $\beta = 115^\circ 53'\, 8{,}4''$; $\gamma = 91^\circ 15'\, 17{,}1''$.

Recentemente, Borgström e Goldschmidt (60) dalle misure eseguite su un solo cristallo calcolarono le costanti $a:b:c = 0{,}6351:1:0{,}5500$; $\alpha = 93^\circ 13'$; $\beta = 115^\circ 54'$; $\gamma = 91^\circ 18'$, che vanno assai bene d'accordo con quelle di Marignac.

Avendo avuto occasione di misurare non pochi magnifici cristalli di anortite, io ho potuto ottenere valori esattissimi e concordanti per parecchi angoli, e mi è sembrato non inutile, data l'importanza che ha l'anortite in molte speculazioni teoriche, di servirmene per un nuovo calcolo delle costanti di questo minerale, che devono senza dubbio considerarsi come quelle più precise finora proposte, fondandosi su un numero considerevole di misure.

Nella tabella che segue sono riuniti alcuni dei più importanti angoli calcolati, messi a confronto con quelli misurati che furono posti a base dei calcoli e con alcuni altri che si poterono determinare con grande esattezza.

Spigoli	Limiti delle misure	N	Media	Calcolati
(001) : (010)	85°53 ¹/₂′ — 85°57′	10	85°55′	85°55′15″
(001) : (100)	64 0 — 64 2 ¹/₂	5	64 1	64 0 9
(010) : (100)	87 4 — 87 8	6	87 6 ³/₄	87 6 51
(010) : (110)	58 0 — 58 5 ¹/₂	7	58 2 ¹/₂	58 3 35
(100) : (110)	— —	1	29 3 ¹/₂	29 3 16
(001) : (110)	65 53 — 66 1 ¹/₂	9	65 58	65 58 48
$(0\bar{1}0)$: $(1\bar{1}0)$	62 22 — 62 27 ¹/₂	9	62 25	62 24 30
(100) : $(1\bar{1}0)$	— —	—	—	30 28 39
(110) : $(1\bar{1}0)$	59 29 — 59 35	8	59 32	59 31 55
(001) : $(1\bar{1}0)$	69 16 — 69 20	5	69 18 ¹/₂	69 20 18
(010) : (130)	29 25 ¹/₂ — 29 31	11	29 28 ¹/₂	29 28 22
$(0\bar{1}0)$: $(1\bar{3}0)$	30 55 ¹/₂ — 30 58	5	30 56 ¹/₂	30 56 2
(001) : $(\bar{1}\bar{1}1)$	57 48 ³/₄ — 57 52 ¹/₂	7	57 50 ¹/₂	57 49 31
$(0\bar{1}0)$: $(\bar{1}\bar{1}1)$	64 48 ¹/₂ — 64 50	6	64 49	64 48 57
(001) : $(\bar{1}11)$	54 17 — 54 22	5	54 19 ³/₄	54 17 52
(010) : $(\bar{1}11)$	62 14 ¹/₂ — 62 17	5	62 16 ¹/₂	62 16 19
(001) : (021)	42 42 ¹/₂ — 42 44 ³/₄	5	42 43 ¹/₂	42 42 37
(010) : (021)	43 10 ¹/₄ — 43 13 ³/₄	5	43 12	43 12 38
(001) : $(0\bar{2}1)$	46 44 — 46 46	8	46 45	46 45 4
$(0\bar{1}0)$: $(0\bar{2}1)$	47 19 — 47 22	6	47 20 ¹/₂	47 19 41
(001) : (061)	67 45 — 67 49	5	67 46 ¹/₂	67 46 23
(010) : (061)	18 8 — 18 10 ¹/₂	6	18 9	18 8 52
(001) : $(0\bar{6}1)$	75 5 ³/₄ — 75 6 ¹/₂	3	75 6	75 6 13
$(0\bar{1}0)$: $(0\bar{6}1)$	18 58 ¹/₂ — 18 59 ¹/₂	5	18 59	18 58 32
(010) : $(10\bar{1})$	91 33 — 91 36 ¹/₂	3	91 34 ¹/₂	91 35 13
(001) : $(\bar{2}03)$	34 44 — 34 51	8	34 47 ¹/₂	34 46 10
(001) : $(\bar{1}01)$	51 23 — 51 30	6	51 26	51 25 9
(001) : $(\bar{2}01)$	81 10 ¹/₂ — 81 13	9	81 12	81 11 1
(001) : (201)	41 28 ¹/₂ — 41 31	4	41 29 ¹/₂	41 29 52
(201) : (110)	— —	—	—	35 8 24
$(20\bar{1})$: (110)	45 16 — 45 25	5	45 22	45 20 26
$(20\bar{1})$: $(\bar{1}\bar{1}0)$	43 37 ¹/₂ — 43 42 ¹/₂	6	43 39 ¹/₂	43 38 4

Beckenkamp (26) ha studiato l'influenza del calore sui valori angolari dei cristalli di anortite del Monte Somma: per le temperature di 20°, 80°, 140° e 200° egli calcolò le costanti seguenti:

	a		b		c	α	β	γ
20°	0,635319	:	1	:	0,550427	93°8′ 6,6″	115°53′ 8,4″	91°15′ 17,1″
80°	0,635499	:	1	:	0,550380	93 7 58,6	115 52 0,1	91 15 36,6
140°	0,635689	:	1	:	0,550425	93 7 53,2	115 50 32,9	91 15 56,[illegible]
200°	0,635949	:	1	:	0,550445	93 7 51,6	115 48 6,4	91 17 25,1

Hecht (32) in base ai dati di Beckenkamp [1]) calcolò gli angoli tra gli assi termici e quelli cristallografici per i tre intervalli 20°-80°, 20°-140°, 20°-200°.

---

[1]) Di essi si occupò anche Fletcher (27) nelle sue ricerche sulla dilatazione dei cristalli.

Forme: $h\{100\}$ $M\{010\}$ $P\{001\}$ $l\{110\}$ $T\{1\bar{1}0\}$ $f\{130\}$ $z\{1\bar{3}0\}$ $t\{201\}$ $x\{\bar{1}01\}$ $q\{\bar{2}03\}$ $y\{\bar{2}01\}$ $E\{0\bar{1}2\}$ $e\{021\}$ $n\{0\bar{2}1\}$ $r\{061\}$ $c\{0\bar{6}1\}$ $\gamma\{013\}$ $k\{0\bar{2}3\}$ $\Theta\{023\}$ $\mathfrak{m}\{111\}$ $j\{112\}$ $a\{1\bar{1}\bar{1}\}$ $J\{\bar{1}12\}$ $p\{\bar{1}11\}$ $\delta\{\bar{1}\bar{1}2\}$ $o\{\bar{1}\bar{1}1\}$ $g\{\bar{2}21\}$ $u\{\bar{2}\bar{2}1\}$ $w\{\bar{2}41\}$ $v\{\bar{2}\bar{4}1\}$ $\mu\{\bar{4}21\}$ $d\{\bar{4}\bar{2}1\}$ $s\{\bar{4}23\}$ $i\{\bar{4}\bar{2}3\}$ $\beta\{241\}$ $b\{2\bar{4}1\}$ $V\{\bar{1}31\}$ $\pi\{\bar{1}\bar{3}1\}$ $R\{\bar{1}\bar{2}1\}$.

Di queste forme G. Rose (1) ne osservò ben 18, e cioè *PMTlfzenpyxqtou*$\mathfrak{m}$*vw*: Monticelli e Covelli (2) dettero parecchie e svariate figure, ma le forme in esse rappresentate non sono sicuramente identificabili. Brooke (5) in un cristallo di anortite tipica determinò *PMTlfznetyxq*$\mathfrak{m}$*oupvw*π*Vb*, in due di biotina *PMTlfzneyqopw*. Le tre forme π, *V* e *b* erano nuove per l' anortite e sono determinate in modo indubbio dalle zone alle quali appartengono e che si vedono bene nella Fig. 3 del lavoro di Brooke: sembra, però, che lo studio del Brooke sia stato poco considerato, perchè si è in seguito ascritta a Scacchi la scoperta di *b* e π, e quanto a *V* non è stata più ricordata nell'anortite fino a quando recentamente V. Hulyák [1]) non l'ha trovata ed indicata come nuova nei cristalli del Monte Aranyi [2]). Hessenberg (11) osservò *PhMTlfz*γ*nretyxq*$\mathfrak{m}$*apogvw*, delle quali γ*rha* erano nuove. Scacchi e Marignac (in Des Cloizeaux (12)) aggiunsero, il primo *bs*μ*d*π, il secondo *ic*. Schrauf (21) in alcuni cristalli determinò *PhMTlfzenk*Θ*yxqapougvw*, delle quali *k* e Θ non erano prima state ricordate nell'anortite vesuviana. Strüver ((16) e (20)) osservò *PhMTlfzentyop*$\mathfrak{m}$*avw*. Nella sua grande monografia sull'anortite del Monte Somma, v. Rath (22) segnalò tutte le forme indicate nell'elenco di sopra, all'infuori di Θ*EjJSVR*: la forma β non era stata indicata da altri osservatori. Fedorow (40) in un esempio d'impiego del suo metodo universale ha indicato in un cristallo le forme *PMTyxnou* ed una faccia (112) non osservata da altri, ma ritrovata da me. Fouqué (43) ha determinato *PMTlxyqopuvw*, Viola (51) in un cristallo *PhMTlfenrtyxopus* ed inoltre tre facce vicinali (una nella zona $[00\bar{1}:\bar{2}0\bar{1}]$, le altre due nella zona $[00\bar{1}:\bar{1}\bar{1}0]$) per le quali non calcolò i simboli. Herbert Smith (54) misurando col goniometro a tre cerchi un cristallo osservò *MPTzenyopw*: Borgström e Goldschmidt (60) in un altro cristallo incompleto *MPTlfznertyqxoprw*. Finalmente, io ho osservato tutte le forme dell'elenco: di esse *V* non era stata indicata che da Brooke, ma senza misure e non era ritenuta esistente nell'anortite del Monte Somma. Io l'ho determinata con tutta certezza in base agli angoli

$(0\bar{1}0):(1\bar{3}\bar{1}) = 33°20'$	mis.	$33°18'54''$ calc.
$(1\bar{1}\bar{1}):(1\bar{3}\bar{1}) = 28\ 56$	»	$28\ 57\ 25$ »

[1]) Földtany Közlöny 1903, XXXIII, 175. Nella *Mineralogy* del Dana del 1854 la figura di Brooke è riprodotta senza dare simboli o lettere a *V* e *b*.

[2]) Anche Lévy (6) ha dato due figure dell'anortite del Monte Somma, ma, come ha osservato Goldschmidt (*Index der Krystallformen der Mineralien*, II, 28) i simboli sono in contrasto con le figure, e non credo, perciò, opportuno di riferire i dati di Lévy. Sillem (9) riferì di aver trovato due nuove forme, per le quali egli dette i simboli $-\frac{r}{l}\left(\frac{\breve{P}+\infty}{2}\right)^{3/2}$ e $\left(\frac{\breve{P}+1}{4}\right)^{3/2}$, e mancando ogni indicazione sulla orientazione adottata ed i valori angolari, dette forme non possono identificarsi con certezza. Se, come è probabile, il Sillem ha adoperato l' orientazione di Haidinger (*Handbuch der bestimmenden Mineralogie*, 1845), allora, poi, le forme indicate non sarebbero nuove, ma dovrebbero riferirsi a *z* e *g*.

Kenngott (19) ha descritto l'anortite di un blocco di anortite, nefelina, granato, calcite e biotite, nei cristalli della quale esisterebbero le forme *MPTlzfxyopgu* e un pinacoide $\{\bar{4}03\}$, che sarebbe stato calcolato in base alla misura (non comunicata) eseguita dal sig. R. Schalch. La forma $\{\bar{4}03\}$ non è stata ancora mai osservata nell'anortite, non solo del Monte Somma, ma nemmeno di altre località, e le indicazioni fornite da Kenngott sono troppo scarse per poterla accogliere.

ed al fatto che giace nella zona [010 : $\bar{1}$11]. L'ho osservata in un solo cristallo, con una bella e nitida faccetta.

Nuovo per la località è anche il pinacoide $\delta\{\bar{1}\bar{1}2\}$, che io ho osservato con una esile, ma nitida faccetta in un cristallo ricco di facce nuove o rare, rappresentato nella fig. 18:

Fig. 18.

$(001):(\bar{1}\bar{1}2) = 30°30'$ mis. $30°24'32''$ calc.

Nello stesso cristallo ho trovato anche $j\{112\}$, ricordata da Fedorow: si presentava con una faccetta esilissima che ha fornito una misura discreta:

$(001):(112) = 21°0'$ mis. $21°4'46''$ calc.

Nuove per l'anortite sono $J\{\bar{1}12\}$, $R\{\bar{1}21\}$ e $E\{0\bar{1}2\}$. Le due prime sono state determinate nel cristallo già ricordato della fig. 18: le loro faccette erano esili ma nitide:

$(001):(\bar{1}12) = 29°1'$ mis. $28°51'42''$

$(010):(12\bar{1}) = 46\ 4$ » $45\ 55\ 37$

$E\{0\bar{1}2\}$ si è trovata in un altro cristallo, sotto forma di esile faccia ben splendente, che ha permesso buone misure:

$(001):(0\bar{1}2) = 13°54'$ mis. $14°\ 6'56''$ calc.
$(0\bar{1}0):(0\bar{1}2)$ $80\ \ 8$ » $79\ 57\ 49$ »

Tutte queste forme nuove o rare restano determinate, del resto, semplicemente dalle zone nelle quali giacciono, senza bisogno di misure. Per $\{112\}$ ho verificato le zone [001:110] e [201 : $\bar{1}$11]; per $\{\bar{1}\bar{1}2\}$ le [001 : $\bar{1}$10] e [0$\bar{2}$1 : $\bar{2}$03]; per $\{\bar{1}12\}$ quelle analoghe [001 : $\bar{1}$10] e [021 : $\bar{2}$03]; finalmente per $\{\bar{1}21\}$ le [010 : 10$\bar{1}$] e [001 : 24$\bar{1}$]; $\{0\bar{1}2\}$ giace nelle due zone [001 : 0$\bar{1}$0] e [100 : $\bar{1}\bar{1}$2], delle quali l'ultima non si potè direttamente verificare.

I cristalli unici sono molto frequenti, e presentano habitus assai variabile, tanto che molte volte riesce impossibile, senza precise misure, riconoscerli per anortite. vom Rath (22) ha descritto parecchi tipi, che, però, come egli stesso ha avvertito, non rappresentano tutti gli aspetti dell'anortite del Monte Somma, nè sono tutti ben delimitati. Aggiungendo alle osservazioni di vom Rath quelle di altri osservatori e le mie, si possono distinguere, con le stesse riserve di vom Rath, i tipi seguenti, come i più caratteristici:

1) Cristalli nei quali dominano *PlTM*: sono i più frequenti e presentano le combinazioni più svariate.

2) Comuni sono anche i cristalli nei quali dominanti sono *TlP*, con *M* piccolo.

3) Cristalli con *l*, *P* come forme più sviluppate: in alcuni di essi *l* è così dominante che i cristalli diventano tabulari. In questo caso accade sovente, però, che le due facce di *l* sieno di grandezza notevolmente diversa, come accade nel cristallo rappresentato dalla fig. 19.

Fig. 19.

4) Cristalli con *Tl* dominanti, *M* piccolo, *e*, *n* grandi.

5) Cristalli allungati secondo l'asse *c*, nei quali *P* è molto ridotto, fin quasi a sparire, mentre *n*, *e*, *y* sono, invece, grandi. Come ha fatto

notare vom Rath, questi cristalli hanno un aspetto pseudoromboedrico notevole: *TlM* formano un prisma pseudoesagonale sul quale *e*, *n*, *y* simulano un romboedro.

6) Cristalli allungati secondo l'asse *c*, con *M* piccolo ed estesi *P*, *v*, *w*.

7) Cristalli con *TMPo* fortemente sviluppati, molto asimmetrici perchè *T* domina su *l* ed al contrario *o* su *p*.

8) Cristalli estesi nella direzione dell'asse *a* con *P*, *M* dominanti.

9 Cristalli tabulari secondo *P*, frequenti specialmente nella « biotina », per lo più allungati nella direzione dell'asse *a*, talvolta, invece, ugualmente estesi secondo *a* e *b*. Le forme dominanti dopo *P*, sono di solito *e*, *n*, spesso anche *y*.

10) Cristalli prismatici, allungati secondo l'asse della zona *uywM*, con *y*, *v*, *w* grandi. Questo tipo è rarissimo: Hessenberg l'ha osservato per il primo in un cristallo che ha anche figurato: io non l'ho rinvenuto che in pochissimi esemplari.

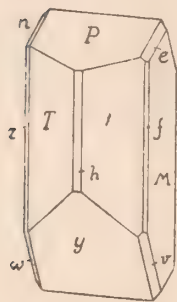



Fig. 20.

11) Cristalli nei quali *P* e *M* hanno grandezza poco diversa e tra le forme terminali dominano *Tlop*: somigliano molto a combinazioni tetragonali (fig. 18).

12) Cristalli prismatici secondo l'asse *c*, con habitus assai somigliante a quello del sanidino (fig. 20).

Le principali combinazioni finora osservate nei cristalli unici di anortite del Monte Somma sono le seguenti [1]:

PMTlten (Rose)
Pfzneyqw (Brooke)
PMTlfzne (Zambonini)
PMTlneyop (Zambonini)
PTlnetyop (Rose)
*PTlnetyx*m*opu* (Rose)
PMTlzfneyxvw (Hessenberg)
PMTlzfneyqop (Schrauf)
PMTlnetypovw (v. Rath)
PhMTlfzneyvw (Zambonini)
*PTlnetyxq*m*opu* (Rose)
PMTlfzneyqopw (Brooke)
PMTlfzneyopgvw (Hessenberg)
PMTlfzneyqopvw (v. Rath)
PMTlfzneyxopuvw (Rose)
*PMTlfznerty*m*aopv* (v. Rath)
PhMTlfnertyxopus ed inoltre 3 vicinali (Viola)
PhMTlfznectqxyopuvwi (Zambonini)
*PMTlfznetyxq*m*oupvwπVb* (Brooke)
*PhMTlfzγnertyxq*m*aopvw* (Hessenberg)
PMTlfznerctyqpoguvwμd (v. Rath)

---

[1]) Si è tenuto conto soltanto delle indicazioni dei vari autori riferentisi a cristalli così completi da permettere la determinazione precisa della combinazione. Non si è riportata la combinazione rappresentata dal vom Rath (22) nella sua fig. 7, perchè egli dice « in der fig. 7 wurden mehrere an verschiedenen Krystallen beobachtete Flächen vereinigt ».

PhMTlfznertyxqmaopuvwμdb (v. Rath)
PMTlfzneckEtyxqaqogvwμs (Zambonini)
PhMTlfznerckyxqmpougvwπV (Zambonini)
PhMTlfznercktyxqmaouwμdi (Zambonini)
PhMTlfznerctyxqmapouvwμsi (v. Rath)
PhMTlfznerctyxqmapouvwμsiπ (Zambonini)
PhMTlfznercktqxyamopudμπswvb (Zambonini)
PhMTlfznercktqxyamopugμπsiwv (Zambonini)
PhMTlfznercktyxqmapouvwμdiπbs (Scacchi in Des Cloizeaux (12) fig. 127)
PhMTlfznercktyxqmajpougδJiπRvw (Zambonini).

In base alle osservazioni istituite specialmente sulla anortite di Sillböle e sulla lindsayite di Orijärvi, Wiik [1]) ha ritenuto l'anortite come appartenente alla classe pediale o asimmetrica del sistema triclino. Viola (31) ha constatato, nel cristallo da lui misurato, che non tutte le facce hanno la loro parallela, ed è stato di avviso che ciò parli molto a favore delle idee di Wiik. La revisione che io ho fatto dei cristalli di anortite del Museo di Napoli portando la mia attenzione sopratutto su quelli unici, mi ha dato modo di persuadermi che, secondo ogni verosimiglianza, i cristalli di anortite non possiedono centro di simmetria. Specialmente nei cristalli più belli e nitidi questo fatto risulta con tanta chiarezza, con tale costanza, che non mi sembra possibile che la disposizione delle facce che mostra l'assenza del centro di simmetria rappresenti una pura casualità. Potrei qui riferire esempî molto numerosi, ma per brevità e per non aumentare troppo il numero delle figure mi limiterò a descrivere alcuni pochi dei cristalli più tipici.

Un cristallo eminentemente pediale è rappresentato dalle fig. 21 e 22, le quali mostrano che, mentre dalla parte positiva dell'asse *a* $l\{110\}$ domina fortemente su

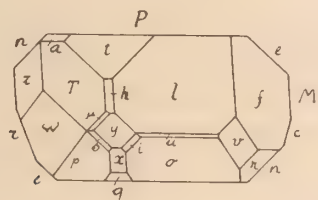



Fig. 21.

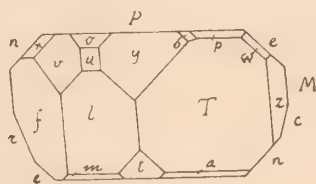



Fig. 22.

$T\{1\bar{1}0\}$, dalla parte negativa di *a* accade precisamente il contrario. Di $\{h0l\}$ e di $\{\bar{h}0l\}$ esistono $\{201\}$, $\{\bar{2}01\}$, $\{\bar{1}01\}$, $\{\bar{2}03\}$, ma di esse soltanto le due prime possiedono ambedue le loro facce, mentre le altre non mostrano che $(10\bar{1})$ e $(20\bar{3})$: inoltre (201) è molto più grande di $(\bar{2}0\bar{1})$ e $(20\bar{1})$ è assai più piccola di $(\bar{2}01)$. Anche $\{100\}$ non presenta che una sola faccia: non ostante un accurato esame non ho potuto osservare la minima traccia di $(\bar{1}00)$. $\{1\bar{1}1\}$ ha tutte e due le sue facce, ma mentre $(1\bar{1}\bar{1})$ è molto grande, $(\bar{1}\bar{1}1)$ è piccolissima: anche $\{\bar{1}11\}$ possiede due facce di grandezza diversissima. Inoltre (021) è grande e $(0\bar{2}\bar{1})$ molto ristretta, $\{\bar{2}41\}$ ha la faccia $(2\bar{4}\bar{1})$ assai estesa e $(\bar{2}41)$ piccolissima: $\{061\}$, $\{0\bar{6}1\}$, $\{111\}$, $\{\bar{4}21\}$ e $\{4\bar{2}3\}$ non presentano che una sola faccia.

[1]) Zeitsch. für Kryst. 1894, XXIII, 379.

Due altri cristalli pure di aspetto pediale sono riprodotti nelle fig. 23 e 24, che non hanno bisogno di alcuna illustrazione.

Sarebbe stato desiderabile confermare con le figure di corrosione il risultato dell'esame cristallografico, ma disgraziatamente i cristalli di anortite ben conformati, con le facce molto regolari e non troppo piccoli che io ho studiato erano quasi tutti inventariati o costituivano un materiale di grande interesse storico, rappresen-

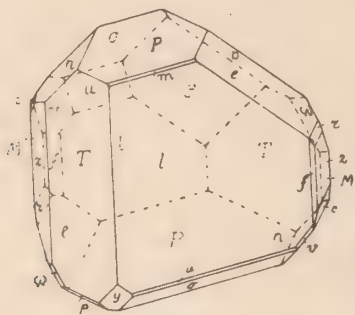



Fig. 23.

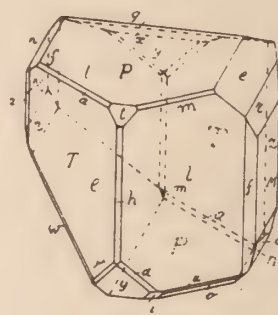



Fig. 24.

tando gli originali di Scacchi e di vom Rath. Non ho potuto, perciò, eseguire altro che pochissime esperienze, usando come solvente l'acido fluoridrico, ed i risultati ottenuti, che sembrano confermare l'appartenenza dell'anortite alla classe asimmetrica, hanno bisogno, perciò, di essere ripetuti variando il solvente e le condizioni dell'esperienza.

Molto importanti e frequenti sono i geminati dell'anortite del Monte Somma, che seguono le seguenti quattro leggi:

1. Asse di geminazione la normale a *M* (legge dell'albite). Fu osservata già da Rose ed è la più frequente.

2. Asse di geminazione l'asse *b* (legge del periclino). Fu scoperta da Scacchi (in Des Cloizeaux (12)) e confermata da Strüver (16) e da vom Rath (18) e (22), il quale ultimo dimostrò che l'asse di geminazione è realmente [010] e non, come avverrebbe secondo Kayser [1]) nella maggioranza dei geminati di questo tipo frequenti nell'albite, una retta giacente nella faccia *P* e normale alla diagonale minore. È rara.

3. Asse di geminazione l'asse *c*. Osservata per la prima volta da Strüver (16): è molto rara.

4. Asse di geminazione una retta giacente nel piano del pinacoide *M* e normale a [001]. Trovata da vom Rath (22) in un solo esemplare.

I geminati secondo le diverse leggi enunciate sono stati studiati da vom Rath (22) coi più minuti particolari, che non è possibile qui riferire. I geminati che seguono la prima legge sono sovente più o meno schiacciati secondo *M*: spesso sono conformati assai regolarmente ed i due individui del geminato hanno grandezza poco diversa, ma abbastanza sovente il piano di geminazione divide il cristallo in due parti di grandezza molto differente: in alcuni casi uno dei due individui si riduce ad una esile lamella. Questi geminati si riconoscono facilmente, come ha

[1]) Pogg. Ann., XXXIV, 109 e 301.

notato vom Rath, perchè se si lascia riflettere la luce da M, si osserva un riflesso a varî colori, che si ottiene anche nel caso di una lamella finissima, invisibile all'occhio [1]).

I geminati che seguono la legge del periclino presentano delle fessure dovute ad una sfaldatura secondo u, che non si osserva con uguale nitore nei cristalli unici. Il piano di unione, la cosiddetta sezione rombica, è stato accuratamente studiato da vom Rath, il quale ha trovato che la sezione rombica non ubbidisce alla legge di razionalità degli indici, ma che, però, è straordinariamente prossima al pinacoide {307}. In generale, i due individui del geminato sono di grandezza molto diversa: non rari sono i geminati polisintetici formati da molte lamelle poste l'una sull'altra, tutte secondo la legge del periclino, e talvolta così sottili da produrre una semplice striatura, che fu osservata anche da Penfield e Sperry (34).

Le due leggi dell'albite e del periclino si rinvengono non raramente riunite in uno stesso gruppo, come per il primo ha osservato Strüver (29): altri esempi sono stati descritti e figurati da vom Rath, il quale ha anche trovato dei gruppi nei quali sono riunite la 1ª e la 3ª legge.

Sfaldatura secondo {001} e {010}.

Le facce dei cristalli di anortite sono di solito piane e regolari: non mancano, però, i cristalli nei quali le facce sono corrose ovvero curvate.

Le dimensioni sono molto variabili: da cristalli microscopici si va a quelli che superano i due centimetri secondo c: le dimensioni più comuni sono quelle di circa 5 mm. nella direzione di massima estensione.

Le proprietà ottiche dell'anortite del Monte Somma sono state studiate da Des Cloizeaux (12) (23) (24), Schuster (25), Michel-Lévy (28) (44), Fedorow (39) (46) (47) (58), Fouqué (43), Becke (45) (52), Klein (53), Viola (51), Wülfing (57): la storia dei progressi delle nostre conoscenze su questo punto si trova nel lavoro di Klein (53). Riassumendo i risultati ottenuti da tutti questi studiosi, le costanti ottiche dell'anortite del Monte Somma possono così riunirsi:

Indici di rifrazione (per la luce del sodio)

α	β	γ	
1.5757	1.5837	1.5884	Fouqué (43)
1.5756	1.5835	1.5885	Klein (53)
1.5752	1.5833	1.5884	Viola (51)

Angolo che una direzione di massima estinzione forma con [100] su

(001)	(010)	
da $-36°$ a $-42°$	da $-37°$ a $-43°$	Schuster [2])
$-36°37'$ e $-37°22'$	$-38°$ e $-39°44'$	determinazioni speciali. Schuster
$-36°$	$-40°$	Fouqué
$-40.1°$	$-37.6°$	Becke

[1]) Schrauf (21) ha dato due belle nuove figure di geminati di anortite secondo la 1ª legge (Tav. XVI, fig. 14 e 15): uno dei geminati figurati (quello della fig. 15) è interessante per la presenza della rara forma Θ. Molto caratteristici sono dei geminati, pure secondo la legge dell'albite, descritti e figurati da vom Rath ((18), pag. 462), nei quali Tly sono fortemente sviluppati, mentre M e P sono molto piccoli.

[2]) Des Cloizeaux (24) ha ottenuto valori molto variabili che credo inutile riferire qui.

Angoli misurati che una sezione normale a $\mathfrak{a}$ forma con

(001)	(010)	$(1\bar{1}0)$	
55° 7′	52°45′	83°10′	Des Cloizeaux
53 14	58 1	81 35	Fouqué

Per una sezione normale a $\mathfrak{c}$ si ha:

(001)	(010)	$(1\bar{1}0)$	
44° 5′	41°47′	87°25′	Schuster
35 35	50 57	94 52	Fouqué

Misure dirette dell'angolo degli assi ottici:

$2\,H_a = 84°50'$ (rosso) 85°24′ (verde) 85°59′ Des Cloizeaux

Intorno a $\mathfrak{c}$ nell'apparecchio di Schneider $2\,G = 110°6'$ $2\,H_0 = 114°10'$ rosso e 114°47′ verde, Schuster

$2\,E = 147°$, nell'acqua $2\,A = 95°$ Fouqué

La dispersione è $\rho < v$ (intorno ad $\mathfrak{a}$). Secondo Fedorow (58) ambedue gli assi presentano una forte dispersione che è, però, quasi uguale: anche gli angoli di dispersione sono uguali, sicchè sotto questo punto di vista l'anortite del Monte Somma si direbbe monoclina. Klein (53) ha osservato netta dispersione inclinata.

La bisettrice acuta è positiva: la sua posizione non è fissata in modo sicuro, perchè secondo alcuni sarebbe normale a (021), mentre altri ritengono che diverga sensibilmente dalla normale a c ed anche dalla zona [010 : 001]. Wülfing (57) ha riunito in una tabella la posizione degli assi ottici A e B e degli assi di elasticità $\mathfrak{a}$ e $\mathfrak{c}$ in base ai dati dei diversi studiosi che si sono occupati della questione [1]).

	A		B		$+\,2\,V_{NA}$	$\mathfrak{a}$		$\mathfrak{c}$	
	φ	λ	φ	λ		φ	λ	φ	λ
Fedorow (36)	—56°	+70°	0°	—6.5°	107°56′	—34°	+19°	+39°	—38.5°
» (41)	—54	+62.5	0	—6.5	103	—31	+19	+40	—39
Michel-Lévy	—59	+62.5	+3	—7	98	—31.5	+15	+44	—37
Viola	—62	+57	—1.5	—5.6	103 6	—35	+13	+45	—33.5
Klein	—67	+54	—2	—2.5	103 29	—36.8	+12	+46.8	—26
Becke	—63.25	+57.9	—2.6	—6.2	103 42	—36.6	+12.5	+43.3	—33
Wülfing	—63.5	+57.8	—2	—6.1	103 48	—36.4	+12	+44	—33

L'anortite del Monte Somma presenta, secondo Keilhack (50) una luminescenza di intensità 2, ponendo quella della wollastonite del Banato uguale a 50.

Di solito i cristalli di anortite sono incolori o biancastri e trasparenti o translucidi: di rado sono superficialmente colorati in giallo od in rossiccio da ossidi di

---

[1]) φ e λ rappresentano le coordinate dal centro della proiezione.

ferro. Mierisch (34) ha osservato frequentemente inclusioni vetrose e di cloruro di sodio: nella soluzione acquosa di queste ultime fu constatata anche l'esistenza del potassio e di solfati.

Durezza = 6: peso specifico 2,772 Monticelli e Covelli (2) Cristianite; 2,763 G. Rose (4) (2,656 cristalli non puri); 2 763 Abich (8); 2,736-2,756 Fouqué (43) (2,718-2,731 in cristalli riferiti alla bytownite); 2,745 Tschermak (59). Del punto di fusione esistono diverse determinazioni eseguite da Doelter il quale ha trovato 1124° (55) e 1132° (56): in altre esperienze ha ottenuto per la temperatura T_1, che indica il principio della fusione dei granelli o frammentini 1156° 1180° e per quella T_2 della liquefazione completa 1195°-1205°.

Comp. chimica. $CaAl_2Si_2O_8$ con piccole quantità del silicato dell'albite $NaAlSi_3O_8$.

Nella prima analisi dell' anortite eseguita da G. Rose (1) I, questi non determinò il sodio e rinvenne, invece, una quantità considerevole di magnesio. In seguito lo stesso Rose (4) osservava che nella sua analisi l' ossido di magnesio era troppo e che il sodio ed il potassio non erano stati determinati, perchè il minerale era stato decomposto col carbonato sodico. Soggiungeva che in una nuova analisi da farsi conoscere più tardi (e che non mi consta sia stata mai pubblicata) aveva trovato K_2O 2,27 %, Na_2O 0,61 %, MgO appena 1 %.

Nuove analisi furono eseguite da Abich ((7) e (8)) II, III, IV, da Lemberg (29) V e da Tschermak (59) VI.

	I	II	III	IV	V	VI
SiO_2	44.49	44.98	44.12	43.79	43.89	43.65
Al_2O_3	34.46	33.84	35.12	35.49	34.97	35.80
Fe_2O_3	0.74	0.33	0.70	0.57	—	—
CaO	15.68	18.07	19.02	18.93	18.44	20.45
MgO	5.26	1.56	0.56	0.34	—	—
K_2O	—	0.88	0.25	0.54	0.72	—
Na_2O	—	tr.	0.27	0.68	0.40	0.31
H_2O	—	—	—	—	0.32	—
Insol. in HCl	—	—	—	—	0.50	—
	100.63	99.66	100.04	100.34	99.24	100.21

Al cannello fonde in un vetro incoloro. Con l'acido cloridrico gelatinizza. Doelter (36) e Binder (48) studiarono l'azione dell' acqua satura di anidride carbonica sull' anortite del Monte Somma: il primo riscaldando la polvere del minerale con silice gelatinosa precipitata di fresco e acqua carbonica a 200° ottenne heulandite e cabasite; il secondo per azione della sola acqua satura di CO_2 osservò notevole decomposizione dell'anortite e formazione probabile di cabasite. Lemberg (29) lasciò agire sull'anortite soluzioni di carbonato sodico e di carbonato di potassio: nel primo caso ottenne calcite ed un silicato affine alla cancrinite, nel secondo il silicato $KAlSiO_4$.

La polvere, secondo Kenngott (15), presenta reazione alcalina, molto più forte di quella dell' albite: dopo l' arroventamento diventa più debole.

L' anortite al Monte Somma raramente si rinviene alterata: Mierisch ha descritto un caso di zeolitizzazione del minerale ed ha espresso il dubbio che la zeolite neoformatasi sia da riferirsi alla gismondina.

Giacitura. L' anortite al Monte Somma è abbastanza frequente ed il suo modo di presentarsi fu descritto accuratamente già da Abich (7). Si trova sopra tutto nelle geodi dei blocchi calcarei, insieme a cristalli di meionite e di leucite trasparente, e poi nei blocchi costituiti principalmente da pirosseno, mica e spinello: quest'ultimo talvolta manca.

Nei blocchi di questo genere l'anortite forma talvolta, come aveva notato Hessenberg (11) ed in seguito confermò Lacroix ((41), pag. 303), sulle pareti delle geodi una specie di vernice, costituita da molti cristallini esilissimi in accrescimento parallelo. Lacroix ((41), pag. 523) ha raccolto nelle vicinanze di Pollena una bomba, considerata come una segregazione basica della leucotefrite, formata da grandi cristalli di apatite, augite, biotite, inviluppati da anortite: tutti questi cristalli sono corrosi ed immersi in un magma vetroso.

L'anortite è stata osservata da Scacchi come minerale pneumatolitico in grandi cristalli, insieme a pirosseno, melilite, mica ed apatite nelle cavità di un'antica lava delle vicinanze di Pollena (10) e in minuti cristallini nel blocco avvolto dalla lava del 1872 nel quale si rinvennero la sellaite, la wagnerite, l'anidrite, ecc. (33). Lo stesso Scacchi (30) nella lava del 1631 ha trovato un blocco composto di augite, anortite e poca apatite, molto diverso da quelli del Monte Somma nei quali di solito si rinviene l'anortite: in un cristallo di quest'ultimo minerale Scacchi determinò le forme *PhMTlzynop* [1]).

Alla serie bytownite-anortite appartiene gran parte del plagioclasio delle leucotefriti in correnti ed in filoni del Vesuvio e del Monte Somma, come riconobbe Kreutz (31), il quale ha eseguito studî molto minuti in proposito. Sinigallia (38), Lacroix (61) ed altri hanno confermato ed esteso le osservazioni del Kreutz. L'anortite nelle parti vetrose della leucotefrite si presenta in tavolette secondo {010} a contorno rombico, limitate o da {001} e $\{\bar{1}01\}$ ovvero da {001} e $\{\bar{2}01\}$, alle quali talvolta si uniscono anche le tracce delle forme della zona [001]. Furono descritte per la prima volta dal Kreutz ((17) e (31)). In seguito vennero ritrovate da Sinigallia nelle rocce vetrose da lui studiate e da Lacroix ((61) pag. 23) nelle scorie proiettate dalle esplosioni stromboliane del 1906.

Osservazione. Il recente lavoro, assai interessante, di C. Dreyer e V. Goldschmidt [2]) sull'albite di varie località groenlandesi, in seguito al quale sono state determinate molte forme nuove per l'albite ed è stato posto in chiaro quali, di quelle già note, vanno considerate come sicure, rende possibile ed interessante un confronto fra le forme dell'albite e quelle dell'anortite.

Per l'anortite è da osservare che Des Cloizeaux [3]) nella varietà chiamata tankite ha trovato alcune forme, come $\{\bar{3}04\}$, {081}, $\{0\bar{3}1\}$, $\{1\bar{3}1\}$, che egli stesso ha considerato come incerte e che, non essendo state confermate da altri studiosi, non possono essere accolte fra le forme sicure o quasi dell'anortite. Così pure, in tutti i trattati è riportato per l'anortite il pinacoide {207}. Esso si trova nella tabella dei valori angolari di Des Cloizeaux [4]), nel modo seguente:

	Calc.	Mis.
po $^7/_2$ adj.	168°40′	168°48′ M. (Marignac)

Poichè la misura è di Marignac, la forma {207} dovrebbe essere stata osservata nella anortite del Monte Somma, che è appunto quella studiata dal Marignac, ma è da notare che di quel pinacoide non si ha traccia nelle varie combinazioni indicate dal Des Cloizeaux, che nessun altro, almeno che io sappia, lo ha ritrovato, al Monte Somma o altrove, sicchè, data anche la mancanza di ogni particolare sul modo di presentarsi di quella forma, non mi sembra che la si possa considerare come certa.

[1]) Sull'anortite prodottasi a spese della leucite vedasi questo minerale.

[2]) Meddelelser om Grönland 1907, XXXIV (Estratto).

[3]) *Nouvelles recherches sur les propriétés optiques des cristaux, etc.* 1867, pag. 195.

[4]) Manuel de Minéralogie 1862, pag. 294.

Accettando per l'albite le forme ammesse da Dreyer e Goldschmidt, e per l'anortite quelle che restano dopo le fatte limitazioni, si ha:

Albite	$\{001\}$	$\{010\}$	$\{100\}$	$\{150\}$	$\{130\}$	—	$\{350\}$	$\{110\}$	$\{1\bar{1}0\}$	$\{2\bar{3}0\}$?	$\{1\bar{2}0\}$
Anortite	$\{001\}$	$\{010\}$	$\{100\}$	—	$\{130\}$	$\{120\}$	—	$\{110\}$	$\{1\bar{1}0\}$	—	$\{1\bar{2}0\}$
Albite	$\{1\bar{3}0\}$	$\{1\bar{5}0\}$	—	—	$\{021\}$	—	—	—	$\{0\bar{2}1\}$	$\{0\bar{4}1\}$	$\{0\bar{5}1\}$?
Anortite	$\{1\bar{3}0\}$	—	$\{013\}$	$\{023\}$	$\{021\}$	$\{061\}$	$\{0\bar{1}2\}$	$\{0\bar{2}3\}$	$\{0\bar{2}1\}$	$\{0\bar{4}1\}$	—
Albite	—	—	—	—	$\{\bar{1}01\}$	$\{\bar{4}03\}$	$\{\bar{2}01\}$	—	—	$\{111\}$	$\{1\bar{1}1\}$?
Anortite	$\{0\bar{6}1\}$	$\{\bar{4}05\}$	$\{\bar{2}03\}$	$\{\bar{2}05\}$	$\{\bar{1}01\}$	—	$\{\bar{2}01\}$	$\{201\}$	$\{112\}$	$\{111\}$	$\{1\bar{1}1\}$
Albite	$\{\bar{1}13\}$	$\{\bar{1}12\}$	$\{\bar{1}11\}$	$\{\bar{4}43\}$?	$\{\bar{3}32\}$	$\{\bar{2}21\}$	$\{\bar{1}\bar{1}2\}$	$\{\bar{1}\bar{1}1\}$	$\{\bar{6}65\}$?	$\{\bar{4}\bar{4}3\}$	$\{\bar{3}\bar{3}2\}$
Anortite	—	$\{\bar{1}12\}$	$\{\bar{1}11\}$	—	—	$\{\bar{2}21\}$	$\{\bar{1}\bar{1}2\}$	$\{\bar{1}\bar{1}1\}$	—	—	—
Albite	$\{\bar{2}\bar{2}1\}$	—	$\{\bar{1}\bar{3}1\}$	$\{\bar{1}\bar{5}1\}$	—	$\{\bar{1}81\}$	$\{\bar{3}11\}$	$\{\bar{2}11\}$	$\{\bar{2}91\}$?	—	—
Anortite	$\{\bar{2}\bar{2}1\}$	$\{\bar{1}21\}$	$\{\bar{1}\bar{3}1\}$	—	$\{\bar{1}31\}$	—	—	—	—	$\{2\bar{4}1\}$	$\{\bar{2}41\}$
Albite	$\{\bar{2}41\}$	$\{\bar{3}12\}$	$\{\bar{1}52\}$	$\{\bar{1}\bar{3}2\}$	—	—	—	—	—	—	
Anortite	$\{\bar{2}41\}$	—	—	—	$\{\bar{4}21\}$	$\{\bar{4}\bar{2}1\}$	$\{\bar{4}23\}$	$\{\bar{4}\bar{2}3\}$	$\{\bar{2}43\}$	$\{\bar{2}\bar{1}3\}$.	

Albite ed anortite hanno un numero di forme certe o quasi pressochè uguale: 43 la prima e 45 la seconda, ma di esse appena 23, ossia circa la metà, sono comuni ai due minerali. Ciò dimostra già senz'altro come i complessi delle loro forme debbono essere differenti, pur presentando notevoli analogie. Sia nell'albite che nell'anortite le zone più importanti sono $[001]$, $[100]$, $[\bar{1}10]$, $[110]$, $[1\bar{1}2]$, $[112]$, $[\bar{1}12]$, $[11\bar{2}]$, $[101]$, ma le stesse zone presentano nei due minerali ricchezza molto diversa di forme. Così, mentre nell'anortite nella zona $[100]$ sono note, oltre $\{001\}$ e $\{010\}$, ben 9 forme certe, nell'albite se ne conoscono soltanto 4, delle quali una non è nemmeno completamente sicura. Nelle zone $[001:110]$ e $[001:1\bar{1}0]$ abbiamo, senza tener conto di $\{001\}$, $\{110\}$ e $\{1\bar{1}0\}$, 9 forme nell'anortite e ben 14 nell'albite, delle quali non meno di 5 giacciono tra $\{\bar{1}11\}$ e $\{\bar{2}21\}$ (e analogamente tra $\{\bar{1}\bar{1}1\}$ e $\{\bar{2}\bar{2}1\}$), in porzioni di zone, cioè, nelle quali finora l'anortite non ha mai presentato facce. Così pure nelle due zone $[20\bar{1}:110]$ e $[20\bar{1}:1\bar{1}0]$ sono note, a prescindere da $\{\bar{2}01\}$, $\{110\}$ e $\{1\bar{1}0\}$, 11 forme nell'anortite e soltanto 7 nell'albite, delle quali appena 4 sono comuni ai due minerali. È anche notevole il fatto che nell'albite solamente 10 forme destre hanno la corrispondente sinistra, mentre ciò accade per ben 15 delle forme dell'anortite, che ha, perciò, un carattere pseudo-monoclino più spiccato.

Ad onta delle differenze poste in luce, è innegabile una notevole somiglianza complessiva nella distribuzione delle forme dell'albite e dell'anortite. Non è certo senza significato, se si esaminano le proiezioni stereografiche di questi due plagioclasi [1]), che quasi tutte le forme note si trovino (prescindendo dalla zona $[001]$), in quella ristretta porzione della proiezione compresa fra i poli (021), $(0\bar{2}1)$, $(\bar{1}10)$, $(\bar{1}10)$

[1]) Eseguite prendendo come piano di proiezione quello perpendicolare all'asse della zona $[001]$.

LEUCITE $KAlSi_2O_6$

(Amfigeno)

1. 1738. F. Serao, Istoria dell'incendio del Vesuvio accaduto nel mese di Maggio dell' anno MDCCXXXVII, pag. 140 della 5ª ed.
2. 1755. G. M. Della Torre, Storia e fenomeni del Vesuvio, pag. 92 e 95.
3. 1772. F. Galiani, Catalogo delle materie appartenenti al Vesuvio, pag. 72.
4. 1773. J. Ferber, Briefe aus Welschland etc., pag. 222 della trad. francese di Dietrich.
5. 1776. H. B. Saussure, Journ. de Phys., VII, 21. Anche Voyage dans les Alpes, I, 131.
6. 1777. B. G. Sage, Élémens de Minéralogie docimastique, I, 217.
7. 1780. T. Bergmann, Opuscula phys. et chem., III, 206.
8. 1783. De Romé De l'Isle, Cristallographie, II, 330.
9. 1791. Petrini, Gabinetto Mineralogico, I, 244.
10. 1791. A. G. Werner, Bergmännisches Journal, I, 489.
11. 1791. G. Gioeni, Saggio di litologia vesuviana, pag. 112.
12. 1797. Napione, Elementi di Mineralogia, I, 162.
13. 1797. J. C. Delamétherie, Théorie de la Terre, II, 259.
14. 1797. M. H. Klaproth, Beiträge zur chemischen Kenntniss der Mineralkörper, II, 39.
15. 1799. R. J. Haüy, Journal des Mines, V, 260.
16. 1801. S. Breislak, Voyages physiques et lythologiques dans la Campanie, II, 1.
17. 1801. R. J. Haüy, Traité de Minéralogie, II, 559.
18. 1818. Arfvedson, Afhandlingar i Fisik, Kemi och Min. etc. utgifne af Hisinger och Berzelius, VI, 139.
19. 1821. D. Brewster, Edinburgh Philos. Journal, V, 218.
20. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 320.
21. 1826. N. Covelli, Débit de minéraux du Vésuve, pag. 5.
22. 1841. Biot, Mémoire sur la polarisation laméllaire, pag. 669.
23. 1842. Awdejew, Pogg. Ann., LV, 107.
24. 1843. A. Scacchi, Lezioni di Geologia, pag. 171.
25. 1845. L. Pilla, Compt. rend., XXI, 324.
26. 1845. A. Scacchi, Raccolta scientifica di Roma, I, n. 12.
27. 1847. A. Scacchi, Annali Civili del Regno delle Due Siciilie, LXXXVII, 62.
28. 1849. W. Haidinger, Sitzungsber. der k. Akad. der Wissensch. in Wien., 3 Heft.
29. 1851. G. Sillem, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 389.
30. 1852. G. Sillem, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 535.
31. 1852. B. Silliman jun., The Edinburgh new philos. Journal, pag. 147.
32. 1852 R. Blum, Die Pseudomorphosen des Mineralreichs, 2te Nachtrag, pag. 23.
33. 1856. C. Rammelsberg, Pogg. Ann., XCVIII, 142.
34. 1856. Ch. Sainte-Claire Deville, Amer. Journ. of Sc., XXII, 257.
35. 1859. C. Rammelsberg, Zeitsch. der deutschen Geol. Gesellsch, XI, 497.
36. 1862. A. Des Cloizeaux, Manuel de Minéralogie, pag. 290.
37. 1863. R. Blum, Die Pseudomorphosen des Mineralreichs, 3te Nachtrag, pag. 64.
38. 1864. G. Bischof, Lehrbuch der chem. Geologie, II, 479.
39. 1866. A. Breithaupt, Mineralogische Studien, pag. 35.
40. 1867. G. A. Kenngott, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., 305, 432.
41. 1868. F. Zirkel, Zeitsch. der d. geol. Gesellsch., XX, 147.
42. 1869. F. Kreutz, Sitzunsber. der Akad. der Wissensch. in Wien, LIX, 2 Abth.
43. 1869. C. W. C. Fuchs, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w.
44. 1870. F. Zirkel, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 810.
45. 1870. J. L. Smith, Amer. Journ. of Sc., XLI, 335.

46. 1872. A. von Lasaulx, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 409.
47. 1872. A. Inostranzeff, Mineralogische Mitth. von Tschermak, II, 105.
48. 1872. G. vom Rath, Pogg. Ann., CXLVII, 264, 267, 269, 272.
49. 1872. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, V, N. 22.
50. 1873. G. vom Rath, Pogg. Ann. .Erganz-Bd. VI, 198, 209, 228. Una nota preliminare fu presentata da vom Rath all'Accademia di Berlino nella seduta del 1° agosto 1872.
51. 1873. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, V, N. 3, pag. 14.
52. 1873. A. Scacchi, Bollettino R. Comit. Geol. d' Italia, pag. 183.
53. 1875. F. Fouqué, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 395.
54. 1875. J. Hirschwald, Tschermak's min. petr. Mitth., pag. 227.
55. 1876. G. vom Rath, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 281, 403.
56. 1876. J. Hirschwald, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 519, 733.
57. 1876. J. Lemberg, Zeitsch. der deutschen geol. Gesellsch., XXVIII, 539, 612.
58. 1877. H. Baumhauer, Zeitsch. für Kryst., I, 257.
59. 1878. J. Hirschwald, Tschermak's min. petr. Mitth., N. F., I, 85.
60. 1878. H. Baumhauer, Tschermak's min. petr. Mitth., I, 287.
61. 1880. V. Hansel, Tschermak's min. petr. Mitth., II, 419.
62. 1881. P. Groth, Zeitsch. für Kryst., V, 264.
63. 1882. L. Ricciardi, Gazzetta chim. ital., pag. 130.
64. 1883. G. vom Rath, Sitzungsber. Niederrhein. Gesellsch. Bonn XL, 43, 115.
65. 1883. A. Scacchi, Memorie della Soc. Ital. delle Scienze (detta dei XL) IV, N. 8, pag. 17, 21.
66. 1883. G. Freda, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 251.
67. 1884. F. Kreutz, Tschermak's min. petr. Mitth., VI, 133.
68. 1884. C. Klein, Nachrichten der K. Gesellsch. der Wissensch. zu Göttingen, pag. 49.
69. 1884. C. Klein, Ibidem, pag. 421. Anche Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., 1885 Beilage-Bd. III, 522.
70. 1884. H. J. Johnston-Lavis, Quarterly Journal of the Geol. Soc., pag. 94.
71. 1884. S. L. Penfield, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., II, 224.
72. 1885. H. Rosenbusch, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., II, 59.
73. 1885. C. Klein, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., II, 234.
74. 1885. E. Scacchi, Rendiconto della R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 310.
75. 1886. C. Rammelsberg, Handbuch der Mineralchemie, Erg. pag. 151.
76. 1886. V. Goldschmidt, Ann. d. k. k. Naturhistor. Hofmus., I, 127.
77. 1886. B. Mierisch, Tschermak's min. petrogr. Mittheil., VIII, 153.
78. 1887. G. vom Rath, Sitzungsber. Niederrhein. Gesellsch. Bonn XLIV, 135.
79. 1887. J. Joly, Proc. Roy. Society London, XLI, 250.
80. 1887. J. G. Bornemann, Jahrbuch der k. preuss. geol. Landesanstalt, pag. 230.
81. 1889. A. Scacchi, Catalogo dei minerali e delle rocce vesuviane, pag. 28.
82. 1891. L. Sinigallia, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., Beil-Bd. VII, 418, 427.
83. 1893. R. V. Matteucci, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, V, N. 2.
84. 1893. A. Lacroix, Les enclaves des roches volcaniques.
85. 1893. K. Zimányi, Zeitsch. für Kryst., XXII, 337.
86. 1894. H. Baumhauer, Die Resultate der Aetzmethode, ecc., pag. 88.
87. 1897. C. Klein, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., Beilage-Bd. XI, 475.
88. 1899. G. Steiger, Journ. Amer. Chem. Soc., XXI, 437.
89. 1900. F. W. Clarke e G. Steiger, Amer. Journ. of Sc., (4ª) IX, 117.
90. 1901. O. Mügge, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., XIV, 279.
91. 1902. A. Brun, Arch. Sciences phys. et nat. Genève, XIII, 352.
92. 1902. C. Doelter, Tschermak's min. petr. Mitth., XXI, 23.
93. 1902. C. Doelter, Centralblatt für Min. Geol. u. s. w., pag. 426.
94. 1903. E. Casoria, Annali R. Scuola Sup. di Agric. di Portici, (2ª) IV. Recensione nella Zeitsch. für Kryst., XLI, 278.
95. 1903. G. Tschermak. Sitz.-Ber. der K. K. Akad. der Wissensch. Wien, (I) CXII, 1.

96. 1904 L. Colomba, Bollettino Soc. geol. ital., XXIII, 379.
97. 1904. E. Casoria, Annali R. Scuola Sup. di Agric. di Portici, (2ª) VI. Recensione nella Zeitsch. für Kryst., XLII, 87, 88, 89.
98. 1906. C. Doelter, Sitzungs-Ber. der K. Akad. der Wissensch. in Wien, CXV, Abth. I, pag. 723.
99. 1906. H. Tertsch, Tschermak's min. petrogr. Mittheil., XXV, 541.
100. 1906. F. Zambonini, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, (2ª) XIII, N. 8
101. 1907. J. A. Douglas, Quart. Journal Geolog. Soc., LXIII, 145.
102. 1907. A. Lacroix, Nouvelles Archives du Muséum, (4ª) IX.

La leucite del Vesuvio è stata per lungo tempo, fra gli altri anche da Serao (1) e da Della Torre (2), confusa con la marcassite: al nostro minerale deve pure riferirsi, senza dubbio, per i suoi caratteri, la « materia spongosa » descritta dallo stesso Della Torre tra le sostanze eruttate dal Vesuvio e tra i costituenti delle lave. È merito del Galiani (3) l'aver dimostrato la non esistenza al Vesuvio della marcassite: la leucite egli la descrisse assai bene sotto il nome di berillo. Ferber (4) la chiamò granato bianco, e la ritenne un granato comune scolorito dal fuoco, e Sage (6) attribuì l'imbianchimento a vapori acidi. Romé De l'Isle (8) credette di trovare delle vestigia del colore rosso primitivo sugli spigoli e su alcune facce di certi cristalli di leucite del Vesuvio [1]: fece rimarcare che il loro peso specifico è assai inferiore a quello dei veri granati, ma cercò di spiegare questa differenza e la infusibilità della leucite con la perdita del principio marziale colorante. Saussure (5) avendo constatato che gli « occhi di pernice » (nome popolare allora usato a Napoli) di una lava del Monte Somma, esposti ad un fuoco violento, erano rimasti assolutamente inalterati, ne dedusse che non erano nè granati, ne sciorli. Presso a poco contemporaneamente, Petrini (9), Werner (10) e Gioeni (11) riconobbero che la nostra leucite costituisce un minerale ben distinto dal granato: Petrini propose di chiamarla petroselce argilloso cristallizzato, Werner leucite e Gioeni rimase fedele all'antico nome di granato bianco, che completò con l'indicazione « di Napoli ». A Napione (12) il nome di leucolite sembrò preferibile a quello werneriano di leucite, che fu, però, generalmente adottato ed introdotto in Francia da Delamétherie (13), che mostrò ancora una volta le principali differenze che intercedono tra la leucite e il granato, minerali che non potevano, del resto, più essere uniti dopo le analisi di Klaproth (14). Haüy dopo aver usato in un primo momento (15) la nomenclatura di Werner, propose, poi, (17) il nome di amfigeno, che, specialmente nel secolo passato, ebbe larga diffusione. A Breislak (16) si deve la prima monografia della leucite.

Sistema cristallino: cubico al disopra di 560°C, pseudocubico (rombico?) a temperatura ordinaria.

La prima descrizione cristallografica della leucite vesuviana è dovuta a Galiani (3), il quale scrisse che « la loro figura (dei berilli) è di un poligono inscritto nella sfera, e di lati tutti quadrilateri, sebbene quadri non siano equilateri nè trapezj ». L'esattezza del celebre umorista, che così bene precisava i caratteri delle facce trapezoidali del leucitoedro, merita di essere rilevata, sopratutto di fronte ai grossolani errori di studiosi posteriori, dotati di cognizioni speciali ben maggiori di quelle del Galiani, e che, pure, ascrissero ai trapezoedri della nostra leucite un numero variabile di facce, non superante, però, il 56 (Ferber), o, come il Desmarest [2], giunsero fino a dire che i cristalli di leucite sono dei corpi perfettamente rotondi o sferoidali allungati, o che presentano delle facce il cui numero e la figura variano all'infinito, sicchè si deve negare ogni idea di cristallizzazione. Saussure (5) riconobbe che i cristalli di leucite possiedono 24 facce trapezoidali, ed ulteriori particolari cristallografici dette Romé de l'Isle (8): Haüy (15) finalmente, ne fece conoscere la esatta determinazione geometrica.

---

[1]) Molti anni più tardi, Haüy (17) dimostrò che si trattava di semplici macchie superficiali.

[2]) 3.ª Parte del suo *Mémoire sur les basaltes*. Citata secondo Romé de l'Isle (8).

Dopo di allora, per lunghi anni, nessuno ha posto in dubbio la natura cubica della leucite, non dando alcun peso alle osservazioni ottiche di un Brewster (19), di un Biot (22), di un Zirkel (41). Nel 1872 vom Rath (50), in base a misure assai esatte prese su cristalli delle geodi di blocchi calcarei del Monte Somma, dimostrò che la leucite non poteva appartenere al sistema cubico e la ritenne tetragonale con le costanti $a:c = 1:0,5264$ [1]. Più tardi, lo stesso vom Rath (64) trovò che, tra i cristalli provenienti dalle geodi dei blocchi costituiti dalla roccia madre della wollastonite, alcuni avevano angoli prossimi a quelli calcolati in base alle costanti su indicate, mentre altri erano assai più vicini al sistema cubico e per essi fu calcolato il rapporto assiale $a:c = 1:0,5137$. La variabilità degli angoli dei cristalli di leucite vesuviana e, inoltre, la nessuna regolarità nelle variazioni, era stata, del resto, già constatata da Scacchi ((49), pag. 33) in un bel cristallo eruttato dal Vesuvio nel 1845, tanto che lo Scacchi concluse che « se per le imperfezioni del cristallo misurato non può argomentarsi nulla di certo, non dubito punto che tra le due opinioni se esso appartenga al sistema cubico ovvero al sistema quadratico, la prima sia molto più probabile dell'altra ». Dallo stesso lavoro principale di vom Rath (50) risulta che non in tutti i cristalli da lui studiati si ha costanza negli angoli ed accordo con i valori calcolati, accordo che di solito si limita ad alcuni degli angoli misurati. Hirschwald (54) trovò, in cristalli provenienti dalle lave vesuviane, che alcuni hanno sviluppo cubico [2], e che questi sono legati a quelli di tipo quadratico da numerosi termini di passaggio. Da queste osservazioni di Hirschwald nacquero i lavori polemici (55) e (56) ed una parte del (59).

Forme: n {211} a {110} d {110} (riferendo i cristalli al sistema cubico [3]).

Di queste forme, per lunghissimo tempo non fu conosciuta altro che {211}, che è l'unica citata da Des Cloizeaux (36) ancora nel 1862. Monticelli e Covelli (20) hanno descritto e figurato anche dei cristalli aventi la forma di un piritoedro, ma senza alcun dubbio doveva trattarsi semplicemente di cristalli incompleti ed irregolarmente conformati, come ho avuto occasione di osservarne io stesso. vom Rath osservò dapprima anche {110} (50), in seguito pure il cubo (64). Ambedue queste forme sono rare e, di solito, poco estese.

I cristalli di leucite, passando nella modificazione rombica, acquistano una geminazione secondo tutte le facce del rombododecaedro, come riconobbe Hirschwald (54) per il primo e confermò, poi, Klein (69): vom Rath, invece, aveva ritenuto che piano di geminazione fossero soltanto quelle facce del rombododecaedro che, nella sua orientazione tetragonale, venivano a formare una bipiramide di simbolo {201}, spiegando i fatti che non si accordavano con la sua ipotesi con fenomeni di geminazione di ordine più elevato. I geminati di leucite, specialmente dei blocchi

---

[1] La discussione sul sistema di cristallizzazione della leucite, originata dagli studî di vom Rath interessa, naturalmente, la leucite in genere e non soltanto quella del Vesuvio e del Monte Somma: esorbita, perciò, dai limiti del presente lavoro. Io mi limiterò a riferire esclusivamente i dati di fatto che si riferiscono a materiale vesuviano. Una esatta storia della questione si trova nei lavori di Klein riportati ai numeri 69 e 87 della bibliografia.

[2] Anche Hessenberg (in vom Rath (50), pag. 224) ha osservato uno di tali cristalli, nel quale lo stesso vom Rath constatò che tutti gli spigoli sembravano prossimi a 131°49', valore degli spigoli lunghi del trapezoedro {211}.

[3] Riproduco da Hintze (*Handbuch der Mineralogie*, II, 1299) la tabella che indica in quali forme semplici vengono a suddividersi quelle sopra indicate, qualora i cristalli di leucite si considerino come tetragonali o rombici

cubico	{211}			{110}			{100}		
tetragonale	{111}	{421}		{110}	{201}		{001}	{100}	
rombico	{111}	{421}	{241}	{110}	{201}	{021}	{001}	{100}	{010}.

del Monte Somma, composti ora di due soli individui, ora di parecchi irregolarmente delimitati, ora, infine, a struttura polisintetica, sono stati varie volte descritti con gran copia di particolari da vom Rath [1]).

La complicata struttura dei cristalli di leucite si appalesa già ad un esame superficiale, mediante le numerose strie, parallele alle tracce delle facce di }110{, che si osservano facilmente sulle facce del trapezoedro }211{. Tali strie, prima che vom Rath le interpretasse rettamente, erano state già notate da Romé De l'Isle (8) e poi da Haüy (15); Scacchi (27) descrisse accuratamente le strie e le fenditure interne dei cristalli rigettati dal Vesuvio nel 1845 e nel 1847: egli le interpretò come tracce di sfaldatura secondo }111{ e }100{. Le lamelle di geminazione secondo }110{, che producono le strie ricordate, subiscono grandi variazioni per l'azione del calore. Rosenbusch (72) osservò che con l'arroventamento gli angoli salienti e rientranti delle parti geminate vengono a sparire, e le facce che presentano le strie di geminazione non le mostrano più. D'altro canto Mügge (90), più recentemente, ha mostrato che lamine tagliate secondo varie direzioni e portate a pulimento in modo da riflettere la luce uniformemente, riscaldate per breve tempo a 335° presentano numerose lamelle: lamelle di scorrimento, parallele, come le precedenti, a }110{, ottenne Mügge alla temperatura ordinaria, mediante una forte pressione. Anche Mügge potè constatare, come Rosenbusch, la sparizione delle lamelle alla temperatura del rosso. Interessante è il fatto che Mügge ha osservato un avvicinamento continuo delle immagini riflesse dalle diverse lamelle, man mano che la temperatura di riscaldamento s'innalzava, il che farebbe pensare ad un passaggio continuo e non brusco, dalle costanti rombiche alle cubiche, cosa, per altro, che potrà accertarsi soltanto quando sarà possibile determinare contemporaneamente le variazioni angolari e quelle della temperatura.

Des Cloizeaux (36) riferisce che la leucite possiede tracce di sfaldatura secondo }110{: Mügge (90) ha accertato che piani di separazione secondo le facce di quella forma sono frequenti, anzi talvolta sembra che i cristalli sieno in alcuni punti, che possiedono splendore setaceo, costituiti da un insieme di esilissime lamelle. Osservazioni che concordano pienamente con quelle di Mügge ho avuto occasione di fare anch'io. Nella leucite del tufo di Pompei assai spesso, ed in quella di talune ceneri del Vesuvio più raramente, Colomba (96) ha notato l'esistenza di sottili fenditure, talvolta limitate alle zone superficiali, che dovrebbero ascriversi ad una vera e propria sfaldatura basale [2]). Queste fessure ricordano, secondo Colomba, quelle che si ottengono nelle sostanze cattive conduttrici del calore in seguito a repentini abbassamenti di temperatura.

Le figure di corrosione della leucite del Vesuvio e del Monte Somma, sia incastonata nelle lave che in cristalli nelle geodi dei blocchi calcarei, sono state ripetutamente e con gran cura studiate da Baumhauer ((58) (60) (86)), il quale è giunto alla conclusione che le facce del pseudotrapezoedro della leucite corrispondenti alla bipiramide }111{ nell'orientazione tetragonale di vom Rath si distinguono nettamente da quelle che dovrebbero appartenere a }421{ per la loro minore solu-

---

[1]) Oltre i lavori citati confronta anche (78).

[2]) Considerando la leucite come tetragonale o rombica.

bilità. Lo stesso Baumhauer trovò, inoltre, che la geminazione nei cristalli di leucite, sia incastonati che delle geodi, si può sempre ricondurre alla legge di vom Rath, piano di geminazione una faccia di {201}. Il metodo della corrosione indusse, così, Baumhauer a ritenere la leucite tetragonale ed a considerare come una anomalia la biassicità indiscutibile di questo minerale. Dello stesso avviso si mostrò anche Groth (62).

Le proprietà ottiche della leucite vesuviana hanno formato oggetto di indagine per un gran numero di studiosi, che si è già avuto occasione di nominare: le ricerche più estese sono dovute a Klein (69) e (87), nei lavori del quale sono anche riferite particolarmente le osservazioni dei suoi predecessori. Klein distinse due tipi, riuniti, per altro, da termini di passaggio: uno caratterizzato da un cristallo fondamentale contenente intercalate lamelle di geminazione secondo le facce di {110}; le facce del cubo si comportano come tre pinacoidi rombici e da (001) esce la bisettrice acuta positiva: al secondo tipo appartengono quei cristalli che risultano dall'incrocio di tre individui, disposti in modo che la bisettrice acuta di ciascuno risulti parallela ad uno dei tre assi quaternarî della leucite, supposta monometrica. Secondo Klein, hanno la struttura del primo tipo i cristalli delle geodi dei blocchi del Monte Somma e pochi di quelli di Bosco Reale, e quella del secondo si osserva, invece, nella leucite eruttata dal Vesuvio nel 1847 e nel 1855 ed in quella delle lave di Bosco Reale e del Mauro. Colomba ha notato, nel materiale di Pompei e del Vesuvio da lui studiato, che i cristalli con le fenditure su ricordate mostrano la struttura del 2° tipo di Klein, mentre quelli che non le presentano appartengono al 1° tipo.

La birifrangenza è di solito assai piccola: Zimányi (85) in alcuni cristalli con $n_{Na} = 1{,}5086$ ne potè soltanto riconoscere l'esistenza al totalrefrattometro, senza per altro poterne misurare la grandezza: più fortemente birifrangenti erano certi cristallini neogenici ricchi in sodio, trovati da Lacroix (102, pag. 91) in alcuni blocchi ad orneblenda rigettati nel 1906.

L'angolo degli assi ottici è stato finora trovato sempre assai piccolo.

Riscaldando fortemente, al disopra di 500°, la leucite vesuviana, questa diventa isotropa, come trovò pel primo Klein (68) e fu in seguito confermato da Penfield (71), da Rosenbusch (72) e da Mügge (90).

I caratteri microscopici della leucite dei blocchi calcarei del Monte Somma sono stati studiati specialmente da Mierisch (77), il quale ha trovato che le leuciti grigie di tali blocchi contengono in gran quantità inclusioni vetrose verdi, concentrate nel centro, raramente inclusioni di altri minerali, come wollastonite e augite. Le leuciti bianche od incolore presentano inclusioni gassose, ma mai vetrose: caratteristici sarebbero in esse degli aghetti di un minerale riferito alla microsommite o alla caliofilite; non mancano, poi, granuletti di melanite e cristallini di augite. Secondo le mie osservazioni, aghetti di caliofilite esistono, qualche volta, anche nella varietà grigia, ricca in vetro.

Ricerche microscopiche sulla leucite delle lave del Vesuvio e del Monte Somma e dei proietti lavici di quest'ultimo sono state intraprese da molti studiosi, principalmente da Zirkel (41 e 44), Fuchs (43), Kreutz (42 e 67), von Lasaulx (46), Inostranzeff (47), Hansel (61), Bornemann (80), Sinigallia (82),

Tertsch (99), Lacroix (102), ecc. riconoscendo in essa la stessa struttura polisintetica già ricordata, e che fu descritta più particolarmente da Kreutz (67), nella leucite delle lave del 1881 e del 1883.

Tutti gli autori indicati hanno osservato abbondanti inclusioni di sostanza vetrosa (di colore ora molto chiaro, ora bruno scuro), di augite, di apatite [1]), di solito disposte, come per il primo trovò Zirkel, in zone concentriche, parallele ai contorni cristallografici della leucite, ma anche talvolta riunite nella parte centrale. Le inclusioni vetrose, che possono avere o meno bolle, sono generalmente informi, qualche volta, però, hanno la forma del cristallo nel quale sono racchiuse: in questo caso si tratta, probabilmente, di riempimenti di cristalli negativi. Matteucci (83) nella leucite del 1891, Tertsch in quella della cenere caduta in Trieste nell'aprile 1906, hanno osservato, talvolta, un ricoprimento di una sostanza di colore arancione, riferita a ossido ferrico o a limonite, la cui vera natura resta, però, dubbiosa [2]).

Nella leucite in grossi cristalli dei blocchi di leucotefrite del Monte Somma si osservano, talvolta, cristalli di sanidino, anche abbastanza grandi, fatto, questo, ricordato da Johnston-Lavis (70) e da Scacchi (81) [3]). La assoluta freschezza della leucite che avvolge il sanidino e la netta separazione dei due minerali rende poco probabile l'ipotesi che quest'ultimo anzichè un'inclusione rappresenti un prodotto di trasformazione della leucite. Nella fig. 25 sono rappresentati due gruppi di cristalli di leucite con sanidino incluso della collezione del Dr. Johnston-Lavis, che gentilmente li fotografò. Negli stessi blocchi ora ricordati si rinvengono, talvolta, dei cristalli arrotondati di leucite che contengono inclusioni macroscopiche di pirosseno, disposte in zone concentriche come quelle microscopiche ben note, che talvolta dividono il cristallo nettamente in due porzioni distinte, facilmente separabili, come due foglie di un cavolo.

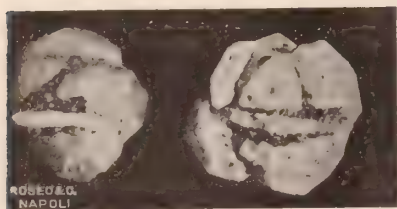



Fig. 25.

Oltre che in netti cristalli ben formati, la leucite si presenta spesso, sopratutto nei proietti lavici del Monte Somma, in cristalli che hanno tutti i loro spigoli arrotondati, come se fossero stati sottoposti all'azione di un solvente o ad un principio di fusione. Con gli stessi caratteri si rinviene, non di rado, la leucite nelle geodi dei blocchi calcarei, in condizioni tali che tenderebbero ad escludere le due azioni indicate, dimodochè non è improbabile che, almeno in molti casi, l'arrotondamento dei cristalli di leucite rappresenti un semplice fenomeno cristallogenetico. Rari assai sono i cristalli con le facce conformate a tramoggia: Bornemann (80) e Sini-

---

[1]) Tertsch nella leucite della cenere vesuviana caduta a Trieste nell'aprile 1906 ha trovato inclusa anche l'ematite.

[2]) Secondo Tertsch è monorifrangente; non si scioglie nè in acqua, nè in HCl. Analogo ricoprimento ho osservato in alcune leuciti della collezione Johnston-Lavis, che si trovavano in una geode di un blocco pirosseno-micaceo, insieme a mica e ad olivina.

[3]) Già Monticelli e Covelli (Storia de' fenomeni del Vesuvio, avvenuti negli anni 1821, 1822 e parte del 1823. 2ª Ed. nelle Opere dell'Abate Teodoro Monticelli 1842, pag. 301, nota (2)) hanno ricordato un grande cristallo di leucite, rinvenuto « nei valloni delle falde di Somma », che era penetrato da due cristalli di feldspato in tavolette.

gallia (82) ne hanno osservato di microscopici in alcune rocce vetrose del Vesuvio, e sono stati descritti specialmente da quest'ultimo, che li ha chiamati Krystalle mit « eingesunkenen Flächen ». Nei blocchi di leucotefrite del Monte Somma sono frequenti gruppi irregolari di due, tre, raramente di un maggior numero di cristalli, che sono appunto quelli che condussero Ferber e Desmarest fuori strada nelle loro descrizioni cristallografiche della leucite vesuviana.

Durezza quasi 6. Per il peso specifico esistono molte determinazioni: Brisson (in (8)) trovò 2,4684, Klaproth (14) 2,455, ambedue probabilmente nei cristalli dei proietti di leucotefrite del Monte Somma; Abich (in (38))[1] 2,519, Rammelsberg (33) 2,480 (cristalli della lava del 1811), 2,488 (cristalli incolori semi-trasparenti), 2,472 (cristalli translucidi del 22 aprile 1845), 2,468-2,484 (cristalli grandi, grigi, ben formati); vom Rath (50) 2,479 (cristalli delle geodi dei blocchi calcari, del Monte Somma), 2,468 (48) per una leucite avviluppata da sanidino; Goldschmidt (76) 2,464 (valore più prossimo al vero di quelli trovati oscillanti tra 2,440 e 2,465); Douglas (101) 2,480, che scende a 2,410 nella leucite fusa; Tschermak (94) 2,469 (cristalli puri di una lava vesuviana); Ricciardi (63) 2,48 per la leucite rinvenuta a Monte S. Angelo. Breithaupt (39) riferisce, che, mentre la leucite delle lave ha un peso specifico 2,488, quella dei blocchi metamorfici del Monte Somma avrebbe un valore più elevato, cioè da 2,529 a 2,553: queste osservazioni non sono state, però, confermate, ed io stesso ho potuto persuadermi, col metodo della sospensione, che la leucite delle due giaciture indicate ha sensibilmente lo stesso peso specifico.

Secondo Brun (91) la leucite del Vesuvio si vetrifica superficialmente a 1410° e si rammollisce a poco a poco. Doelter (92 e 93) ha ottenuto per la temperatura T_1, corrispondente al principio della fusione, 1275°-1295°, per quella T_2 della liquefazione completa 1300°-1310°. Più tardi, lo stesso Doelter (98) ha trovato che la leucite del Monte Somma comincia a 1295° a subire un cambiamento negli orli, a 1345° è in gran parte liquida, a 1355° è quasi tutta liquida, ma vischiosa e a 1410° aumenta la mobilità del liquido.

Il calore specifico, secondo Joly (79), è 0,1912.

Comp. chimica. $KAlSi_2O_6$.

Le prime ricerche chimiche sulla leucite vesuviana sono dovute a Bergmann (7), il quale non riconobbe in essa altro che il silicio, l'alluminio ed il calcio: Klaproth (14), come è noto, ne determinò la vera composizione, scoprendo per la prima volta in un minerale l'alcali vegetale, il nostro potassio. Awdejeff (23) osservò per il primo la presenza del sodio nella leucite vesuviana, ed in seguito Th. Richter (39) quella di tenui quantità di litio, e J. L. Smith (45) di cesio e di rubidio.

Le analisi finora note sono le seguenti: I Bergmann (7); II, III, Klaproth (probabilmente dei blocchi di leucotefrite del Monte Somma, a giudicare dalla descrizione), IV Klaproth (grani sciolti di Pompei); V Arfredson (18); VI Awdejeff (23) (grossi cristalli del Monte Somma accompagnati da pirosseno verde); VII Abich (in (38)) (piccoli grani cristallini di una lava del Vesuvio); VIII Bischof (38)[2], IX Rammelsberg[3])

---

[1]) Abich pubblicò i suoi risultati nelle *geologische Untersuchungen* pag. 128, opera che non ho potuto consultare.

[2]) Pubblicata già nella 1.ª Ed. del *Lehrbuch der chem. und phys. Geol.*: io ho avuto a mia disposizione la 2.ª Ed. ed è quella che ho citato.

[3]) Media di tre analisi.

(33) (cristalli rigettati dal Vesuvio il 22 aprile 1845); X Bischof (id. del 10 febb. 1847); XI Rammelsberg (33) (massa di leucite incolora e trasparente di una lava porosa, nera, del 1811); XII Rammelsberg (granuli bianchi della stessa lava del 1811); XIII Rammelsberg (35) (piccolissimi granelli bianchi della lava porosa del 1857); XIV vom Rath (48) (leucite avvolta da sanidino); XV vom Rath (50) (cristalli misurati, tetragonali delle geodi dei blocchi calcarei); XVI vom Rath ((50), pag. 227) (cristalli pneumatolitici dei blocchi rigettati del 1872); XVII Fouqué (53) (Pompei) [1]; XVIII Lemberg (57) («Vesuvio»); XIX Freda (66) (parte intatta di una leucite superficialmente alterata in un minerale del gruppo davyna); XX Rammelsberg (75) (eruzione del 1845); XXI Clarke e Steiger (89) («Vesuvio»); XXII Casoria (94) (leucite della lava del 1895 scorsa nell'Atrio del Cavallo); XXIII Tschermak (95) (da una lava vesuviana); XXIV Casoria (97) (leucite di una lava della strada di Pompei); XXV Casoria (97) (leucite di un blocco erratico di lava); XXVI Ricciardi (63) (leucite di Monte Sant'Angelo).

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
SiO_2	55	53.75	53.50	54.50	56.10	56.05	55.81	57.84	56.48	56.49	56.10	56.25
Al_2O_3	39	24.63	24.25	23.50	23.10	23.03	24.23	22.85	23.14	22.99	23.22	23.26
Fe_2O_3	—	—	—	—	0.95	—	—	0.14	—	—	—	—
CaO	9	—	—	—	—	tr.	—	0.20	—	0.04	—	0.32
K_2O	—	21.35	20.09	19.50	21.15	20.40	10.40	12.45	19.78	15.21	20.59	20.04
Na_2O	—	—	—	—	—	1.02	8.83	6.04	0.50	3.77	0.57	0.43
H_2O	—	—	—	—	—	—	—	0.59	0.52	1.48	—	—
	103	99.73	97.84	97.50	101.30	100.50	99.27	100.11	100.42	99.98	100.48	100.30

	XIII	XIV	XV	XVI	XVII	XVIII	XIX	XX	XXI	XXII	XXIII
SiO_2	57.24	55.58	55.21	56.5	56.14	56.04	55.78	55.28	55.40	55.88	55.25
Al_2O_3	22.96	23.38	23.70	25.3	24.83	23.38	22.12	24.08	23.69	21.63	22.84
Fe_2O_3	—	—	—	—	—	—	0.59	—	—	tr.	—
CaO	0.91	0.26	0.43	—	2.91	0.20	0.42	—	0.16	0.84	0.11
K_2O	18.61	19.53	19.83	16.2	8.73	18.90	19.81	20.79	19.54	19.16	20.34
Na_2O	0.93	1.50	1.21	2.8	6.43	1.41	—	0.60	1.25	2.54	1.31
H_2O	—	—	—	—	—	0.32	—	—	0.24	—	—
	100.65	100.25	100.38	100.8	99.04	100.25	98.72	100.75	100.28	100.05	99.85

	XXIV	XXV	XXVI
SiO_2	58.20	56.50	55.37
Al_2O_3	22.50	23.30	24.02
Fe_2O_3	—	—	—
CaO	0.60	0.60	—
K_2O	17.76	18.31	20.52
Na_2O	1.10	1.34	tr.
H_2O	—	—	—
	100.16	100.05	99.91

Il tenore in sodio molto elevato che risulterebbe da alcune analisi non può, in genere.

[1] Pomici composte in gran parte di leucite.

considerarsi come indubbio [1]). Secondo Ch. Sainte-Claire Deville (34) la leucite in granelli bianchi del 1856 e quella della lava del Fosso Grande conterrebbero una quantità di alcali maggiore di quella richiesta dalla formola $KAlSi_2O_6$, ed inoltre i cristalli del Vesuvio si distinguerebbero da quelli del Monte Somma per il loro più elevato tenore in sodio. È, però, da osservarsi che le analisi su riferite non confortano in alcun modo le idee di Deville.

La leucite vesuviana è attaccata dall'acido cloridrico con separazione di silice polverulenta, che quando è secca all'aria avrebbe la composizione H_2SiO_3 secondo Tschermak, che ha creduto opportuno raddoppiare la formula. Steiger (88) ha trovato che $^1/_2$ grammo di leucite del Vesuvio tenuto in contatto con 50 cc. d'acqua per un mese impartisce alla soluzione un'alcalinità = 0.06 (esprimendola in Na_2O). La leucite in polvere finissima trattata per sei giorni a 18° con acqua satura di CO_2, cede a questa 0,23 % K_2O: l'acido acetico al 10 % estrae dal minerale a temperatura ordinaria 1,26 % K_2O. (Casoria (97)). Lemberg (57) ha trasformato la leucite vesuviana in analcime mediante l'azione di una soluzione di cloruro o di carbonato sodico, in una leucite sodica mediante il cloruro di sodio fuso: con una mescolanza fusa di NaCl e di $CaCl_2$ ottenne una miscela di sanidino e anortite o microsommite. Clarke e Steiger (89) trattando un grosso cristallo del Vesuvio con cloruro d'ammonio hanno ottenuto una sostanza avente la seguente composizione:

SiO_2 60.63 Al_2O_3 26.44 CaO tr. K_2O 0.50 Na_2O 0.25 NH_3 7.35 H_2O 5.17 Sa = 100.34

Al cannello ordinario la leucite vesuviana non fonde: Covelli (20) col suo cannello riuscì a fondere in uno smalto bianchiccio, appena translucido, le punte aciculari del minerale; più recentemente Spezia [2]) l'ha fusa col cannello di Fletcher ad aria calda.

Secondo Kenngott (40) la leucite del Vesuvio presenta reazione alcalina più forte del sanidino.

Alterazioni. La leucite subisce molteplici trasformazioni, delle quali indicheremo le principali.

1.° *Trasformazione in caolino.* Era nota già a Ferber (4), che descrisse dei cristalli di leucite convertiti in un'argilla bianca: fu poi ricordata da Sillem ((29) (30)), che si occupò specialmente di un campione della lava del Fosso grande, nel quale la leucite si era tramutata superficialmente e nelle fessure in caolino.

2.° *Trasformazione in analcime.* È molto frequente, e senza dubbio buona parte delle cosiddette « leuciti caolinizzate » sono, invece, cambiate più o meno completamente in analcime. Analisi di leuciti vesuviane in vario grado mutate in analcime sono le seguenti, dovute a Casoria ((94) (97)), il quale, però, non ha riconosciuto il prodotto della trasformazione, limitandosi a parlare di « sostanza zeolitica » o di leucite caolinizzata.

I. Sostanza zeolitica prodottasi a spese della leucite nella lava di Calastro. II. e III. Idem nella lava del Grenatello, presso Portici. IV. Leucite « caolinizzata ». V. Leucite in via di alterazione in una lava preistorica del sottosuolo di Pompei.

---

[1]) Si confrontino, per esempio, le analisi VIII e IX eseguite da due diversi analisti sullo stesso materiale. L'analisi VII di Abich si riferisce, quasi sicuramente, a leucite trasformata in sanidino e nefelina.

[2]) Atti R. Accad. delle Scienze di Torino 1887, XXII, 419.

	I	II	III	IV	V
SiO_2	51.38	50.00	51.93	58.65	55.80
Al_2O_3	27.90	20.96	26.09	21.20	23.90
FeO, Fe_2O_3		3.08		tr.	—
CaO	5.45	5.38	3.50	—	0.90
MgO	1.69	2.77	1.17	—	—
K_2O	2.55	2.32	0.64	0.68	13.80
Na_2O	7.08	10.80	11.02	10.95	3.48
Perdita per calc.	3.87	4.65	5.58	7.91 [1]	2.03
	99.92	99.96	99.93	99.39	99.91

Che in questi casi il minerale formatosi a spese della leucite sia effettivamente analcime è stato posto fuori di dubbio da alcune mie ricerche in proposito, che hanno dimostrato nelle sezioni sottili la isotropia quasi completa del prodotto di trasformazione, la proprietà che ha di gelatinizzare facilmente con gli acidi e la sua ricchezza in sodio, constatata microchimicamente. In alcuni cristalli di leucite delle scorie delle ultime ramificazioni del vallone di Costantinopoli, cristalli che presentano numerose fessure parallele agli spigoli che risulterebbero dalla combinazione di {211} con {111}, la trasformazione in analcime si osserva sugli orli delle fessure stesse soltanto, il che dà un aspetto assai singolare a questa leucite, che mostra le sue facce attraversate da tante lineette bianche costituite da analcime.

3.° *Trasformazione in caliofilite.* La formazione di caliofilite a spese della leucite è poco nota, ed è indubbiamente piuttosto rara. Evidente è in alcuni campioni della collezione Johnston-Lavis, costituiti da varî frammenti di un blocco calcareo, in una geode del quale si osserva un minerale biancastro, in parte alterato, che forma dei fasci di aghetti esagonali. Rompendo questi fasci, si scorge che essi sono intimamente connessi ad una leucite grigiastra, che nelle fenditure e nella sua massa presenta numerosi aghetti, da piccolissimi fino a microscopici, del minerale in questione, sulla cui provenienza dalla leucite non può cadere dubbio. Che si tratti effettivamente di caliofilite risulta in modo certo dal fatto che gli aghetti appartengono al sistema esagonale, lasciano scorgere al microscopio le tracce di una sfaldatura basale, per altro assai imperfetta, sono otticamente negativi e la birifrangenza è notevolmente più forte che in quelle rare varietà di davyna che hanno lo stesso segno ottico. I saggi microchimici dimostrano nel nostro minerale l'abbondanza del potassio: ricerche qualitative hanno permesso di accertare la mancanza degli acidi carbonico e solforico: il cloro esiste in tracce minime. Dove il minerale è alterato è mescolato a quantità, per lo più tenui, di calcite.

La formazione di caliofilite a spese della leucite si spiega facilmente secondo lo schema

$$\underset{\text{leucite}}{KAl\,Si_2O_6} = \underset{\text{caliofilite}}{KAl\,SiO_4} + SiO_2$$

Il biossido di silicio che si pone in libertà reagisce col calcare, originando un pirosseno di colore verde-chiaro.

[1]) « Acqua combinata » 7.37, igroscopica 0.54.

vom Rath (48, pag. 264), molti anni fa, ha descritto un blocco calcareo con numerose cavità rotondeggianti nelle quali vi erano delle leuciti, talvolta libere, sicchè scuotendo il blocco si aveva lo stesso rumore che nella pietra d'aquila. Queste leuciti erano superficialmente trasformate in un minerale bianco-neve, a splendore setaceo, che vom Rath considerò come davyna o cavolinite. Secondo me, invece, doveva trattarsi di caliofilite. Infatti l'analisi di vom Rath

SiO_2 41.1 Al_2O_3 34.5 CaO 5.6 MgO 0.7 Perdita (alcali) 18.1 Sa = 100.0

rappresenta abbastanza bene la composizione di una caliofilite un po' più ricca in calcio del solito (ammesso che il materiale sottoposto all'analisi sia stato puro), mentre si allontana notevolmente da quella più comune della davyna o microsommite, tanto più che non è fatto il minimo cenno alla presenza o meno nel minerale del cloro o del residuo solforico. Decisiva è, poi, la determinazione del peso specifico fatta da vom Rath, il quale trovò 2.608, un valore, cioè, vicinissimo a quelli noti per la caliofilite e molto più elevato di tutti quelli finora ottenuti non solo nella davyna e nella microsommite, ma anche nella cancrinite. È, quindi, pressochè certo che il minerale studiato da vom Rath apparteneva alla caliofilite.

4.° *Trasformazione in davyna-microsommite.* Nei blocchi rigettati dal Vesuvio nel 1906 io (100) ne ho osservati parecchi che avevano subìto una evidente cavolinizzazione: il fenomeno fu accuratamente studiato da Lacroix (102, pag. 84 e 96), che accertò la trasformazione della leucite in microsommite. In questa alterazione della leucite, che è, senza dubbio, di origine pneumatolitica, dovuta all'azione dei vapori dei cloruri e solfati dei metalli alcalini e del cloruro calcico sulla leucite, alla microsommite si associa talvolta il sanidino ovvero dei plagioclasi. Secondo Lacroix, la microsommite si forma talvolta progressivamente, a partire dai bordi, in altri casi dà luogo a facule irregolari e sovente si isola, insieme al sanidino o ai plagioclasi, in netti cristallini che tappezzano delle geodi piccolissime in mezzo ai trapezoedri di leucite. Numerose determinazioni da me eseguite mi hanno permesso di stabilire che il minerale che si origina a spese della leucite ha quasi sempre birifrangenza relativamente forte ed appartiene, quindi, alla microsommite. Solo di rado ho osservato dei termini debolmente birifrangenti, riferibili alla davyna [1].

5.° *Trasformazione in calciocancrinite (?).* Freda (66) ha descritto dei noduli di leucite aventi un diametro maggiore di 2 cm., rinvenuti in una pasta costituita da un miscuglio di melilite, biotite e pleonasto, che erano formati da una zona periferica opaca e bianca, in taluni punti con splendore sericeo, la quale circondava un nucleo interno formato da leucite inalterata. La parte esterna aveva durezza appena superiore a 5, peso sp. 2.45 e la seguente composizione

SiO_2 38.40 CO_2 4.27 Al_2O_3 20.18 CaO 26.83 MgO 3.96 K_2O 5.60
Fe_2O_3, Na_2O tr. Sa = 99.24

In base a questa analisi il minerale studiato da Freda [2]) presenta molta so-

[1] È da ricordarsi che A. Scacchi (Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli 1876, pag. 67) ha ammesso che la davyna di certi blocchi del Monte Somma provenga dalla leucite che l'accompagna.

[2]) Era attaccato dagli acidi con effervescenza e deposito di silice gelatinosa.

miglianza con la calciocancrinite di Lemberg, alla quale è da riferirsi. È assai probabile che niente altro che una leucite così trasformata sia stato l'« Amphigène de chaux? » sommariamente ricordato da Covelli (21).

6.° *Trasformazione in sanidino e nefelina (e sodalite).* In alcuni blocchi di rocce del Monte Somma di aspetto trachitoide e considerate da Lacroix (102, pag. 144) come microsieniti, spesso ricche in sodalite, melanite, orneblenda, A. Scacchi (24) scoprì e descrisse delle pseudomorfosi di sanidino su leucite. In seguito queste pseudomorfosi furono studiate specialmente da Haidinger (28), da Silliman jun. (31), da Blum ((32) e (37)), da Rammelsberg (33), da A. Scacchi ((51) e (52)) e da E. Scacchi (74), i quali ultimi si sono precipuamente occupati dello esame macroscopico della roccia nella quale si rinviene la leucite mutata in sanidino. A Lacroix ((84) e (102)) si devono le ricerche più accurate, specialmente microscopiche, che hanno posto fuori di dubbio la natura della interessante roccia in questione.

Secondo le osservazioni degli studiosi indicati i cristalli di leucite sono talvolta completamente, tal'altra soltanto parzialmente trasformati in sanidino, talvolta nettamente cristallizzato. Rammelsberg (e Rose) (33) per i primi osservarono la nefelina come compagna del sanidino nella trasformazione della leucite: anzi nel campione da loro esaminato si aveva una mescolanza di circa 40 % di nefelina e 60 % di sanidino: E. Scacchi (74) trovò la nefelina sempre in quantità assai piccola rispetto al sanidino. Lacroix (102) oltre alla nefelina osservò anche spesso la sodalite come prodotto di alterazione. Questa stessa trasformazione in sanidino e nefelina (o sodalite) è stata osservata da Lacroix (102, pag. 96) anche nella leucite della lava del 1631 e di certi blocchi doleritici del 1906, come pure (84) nella roccia della sarcolite.

7.° *Trasformazione in plagioclasi e specialmente in anortite.* È stata osservata da Lacroix (102, pag. 76, 91 e 96) in parecchi blocchi rigettati del 1906. Il plagioclasio, a giudicare dai suoi caratteri ottici difficilmente determinabili, sembra avere composizione variabile: sovente è anortite e qualche volta è accompagnato da microsommite.

8.° *Trasformazione in sanidino e haüynite.* È stata constatata da me in alcuni frammenti di uno stesso blocco proiettato dal Vesuvio durante l'eruzione del 1906, che verrà più ampiamente descritto quando ci occuperemo della haüynite. La roccia che compone questo blocco è una leucotefrite a struttura minuta, che in alcuni punti diventa distintamente granosa, ovvero anche piuttosto bollosa. In essi già macroscopicamente si vede che le piccole leuciti sono alterate e si scorgono cosparse da granuletti di haüynite. Nelle sezioni sottili è facile constatare che la maggior parte delle leuciti sono trasformate in sanidino dominante ed haüynite. Queste pseudomorfosi di sanidino e haüynite su leucite presentano la più grande somiglianza con quelle di davyna-microsommite e sanidino (o plagioclasi) sopra descritte. La haüynite si forma, di solito, progressivamente a partire dai bordi, e in molti casi, anzi, la sua presenza è limitata alla parte periferica dei cristalli di leucite, specialmente quando questi non sono completamente trasformati: io ho notato, anzi, degli individui di leucite pressochè intatti, con un orlo formato da minuti cristallini di haüynite. Quest'ultima alle volte forma anche facule irregolarmente sparse

e non di rado si isola in cristallini piccolissimi, ma netti, {110}, che tappezzano delle geodi minutissime in mezzo agli individui di leucite. Nelle parti haüynifere del blocco in questione l'augite è sempre gialliccia nelle sezioni sottili, ma presenta debole pleocroismo: i cristalli di leucite non trasformati si mostrano nettamente birifrangenti. La trasformazione della leucite della quale ci occupiamo è, indubbiamente, come quella in davyna-microsommite, di origine pneumatolitica: l'unica differenza si ha nel fatto che, mentre nella formazione di quest'ultimo minerale agiscono i cloruri ed i solfati dei metalli alcalini e del calcio, in quella della haüynite entrano in campo i solfati soltanto. Certamente la grande rarità delle pseudomorfosi di haüynite su leucite in confronto di quelle di microsommite sullo stesso minerale, dimostra che il campo di stabilità della haüynite è molto limitato, sì da renderne possibile la formazione al Vesuvio solo in casi particolari [1].

Giacitura. Sui diversi modi di rinvenimento della leucite al Monte Somma e al Vesuvio scrisse già Breislak (16): molto particolareggiatamente se ne occupò Scacchi (81).

Nelle druse dei blocchi calcarei del Monte Somma la leucite si presenta sotto forma di due varietà ben distinte: una grigia, opaca, con scarso splendore piuttosto grasso, l'altra da bianca ad incolora, con splendore vitreo. Nella prima Mierisch (77) accertò, come si è già detto, l'esistenza di numerose inclusioni vetrose. Ambedue le varietà si rinvengono per lo più in granuli, ma i cristalli più o meno nitidi sono assai meno rari di quel che abbia creduto Mierisch, e se ne trovano, al contrario di quanto quest' ultimo ha osservato, non solo della seconda varietà, ma anche della prima. In qualche raro blocco ho notato dei cristallini bellissimi, incolori o leggermente giallicci, con tutti gli spigoli arrotondati, come se avessero subito un principio di fusione. Per quel che riguarda la coesistenza nello stesso blocco di tutte e due le varietà, è da notare che Mierisch l'ha esclusa, ma io in qualche rarissimo esemplare l' ho potuta osservare. Più abbondante e più antica si presentava la varietà grigia, sulla quale giacevano i cristalli imperfetti senza inclusioni vetrose.

I minerali che più spesso accompagnano la leucite nei blocchi calcarei sono l'augite e la meionite, non di rado anche la davyna-microsommite: interessante è un blocco, descritto da vom Rath (48), che conteneva inclusa una masserella di leucite (lunga 6 cm. e larga 4), nella quale si notavano augiti nere ed una cavità con bei cristalli di leucite e di augite. Al contatto tra leucite e calcare esistevano piccoli rombododecaedri di granato bruno-rossiccio, e la leucite era racchiusa da una zona fibroso-raggiata, un po' scagliosa, grigio verdastra chiarissima, ritenuta di biotite [2], e considerata, insieme al granato, come una formazione di contatto tra leucite e calcare.

Lacroix (84, pag. 298) ha osservato, talvolta, la leucite trasparente come compagna delle humiti nelle cavità dei calcari sprovvisti delle note zone micacee e pirosseniche. Secondo lo stesso Lacroix sarebbe la leucite trasparente quella che è associata alla meionite nei blocchi calcarei, ma questa osservazione non è di carattere generale: io molte volte ho visto proprio la varietà grigia, opaca, insieme alla meionite. Questa varietà grigia ha, secondo Mierisch, un'origine analoga a quella della leucite delle rocce eruttive, mentre l' altra dovrebbe, probabilmente, essersi formata per pneumatolisi. Le idee di Mierisch mi sembrano, almeno per quanto io ho potuto osservare, assai giuste: per l'origine della leucite grigia sono assai istruttivi degli esemplari della collezione John-

---

[1]) In una geode di un blocco calcareo del Monte Somma vi sono grandi leucite grigie, ricoperte da uno strato di cristallini intrecciati di haüynite. Con tutta probabilità questo minerale si è formato a spese della leucite.

[2]) La composizione chimica, secondo vom Rath, ne è la seguente:

SiO_2 38.6 Al_2O_3 18.4 FeO 4.2 CaO 2.8 MgO 24.7 Perdita (alcali) 11.3 Sa = 100.0.

ston-Lavis, nei quali si osservano delle geodi che contengono sciolte o appena aderenti per qualche punto delle masserelle di leucite grigia: in esse, in seguito alla contrazione subita nel passare dallo stato liquido al solido, si sono formate tante piccole cavità, nelle quali si vedono immersi dei cristallini di meionite: qua e là si nota del pirosseno.

Notevoli sono dei grossi cristalli di leucite con una crosta superficiale di alterazione [1]), che si rinvengono raramente in certi blocchi a melilite, biotite e spinello. Bei cristallini si hanno talvolta anche nelle geodi della roccia della sarcolite.

Non frequenti sono, nei tufi del Monte Somma, dei blocchi costituiti in gran prevalenza da leucite. Mierisch ne ha ricordato uno, grosso come il pugno, formato da leucite predominante e wollastonite aghiforme, con pochi cristallini sparsi di granato e augite. Nella collezione Johnston-Lavis ho visto un blocco assai somigliante a questo, ma più grande, composto di leucite e wollastonite, con particole qua e là di una sostanza nera che ha l'apparenza di essere semifusa e che è augite, nella quale si trovano immersi dei prismetti di wollastonite. Nella stessa collezione esiste un masso di leucite con poco pirosseno del peso di 5320 grammi. Dello stesso tipo sono i blocchi formati quasi esclusivamente di leucite, che possono avere perfino il diametro di 15 cm., che Scacchi ((65)(81)) ha trovato incastonati nella lava del 1631, specialmente nella corrente che percorse la cupa di Sabataniello. Queste masse di leucite si staccano facilmente dalla lava, ma portano con loro un'esile strato di sostanza lavica ad esse aderente. Lacroix (84, pag. 527) ha descritto le segregazioni delle leucotefriti che si trovano nei tufi del Monte Somma e nelle colate in forma di blocchi molto cristallini, costituiti da augite e leucite e, spesso, anche da apatite e biotite.

La leucite è un costituente essenziale di varie rocce che si trovano in blocchi sparsi nei tufi del Somma, e, cioè, delle leucotefriti a grossi cristalli di leucite, delle leucititi prodotte per endomorfismo [2]), delle sanidiniti a leucite, delle sommaiti. Nelle sanidiniti a leucite questo minerale si presenta talvolta in piccoli, ma bellissimi cristallini: vom Rath (48) ne ha osservato delle dimensioni di 5-20 mm., notevoli perchè avviluppati da sanidino in cristalli ben formati, che all' esame microscopico risultarono nettamente distinti dalla leucite, sicchè vom Rath escluse, ed io sono del suo parere, che provenissero dalla trasformazione di quest'ultimo minerale. Nei blocchi di leucotefrite a grandi cristalli di leucite si rinvengono i grossi cristalli di leucite che sono diffusi in tutte le collezioni. Assai spesso essi sono riuniti in gruppi di varî individui, che possono raggiungere fino i 5 cm. di diametro: i cristalli unici raramente arrivano ai 3 cm. Uno di essi, di straordinaria perfezione, che raggiunge i 32 mm. di diametro, è rappresentato, ridotto alla metà, nella fig. 26, ed è il più bello che io abbia mai veduto: appartiene al dott. Johnston-Lavis, che, dietro mia preghiera, ne ha eseguito la fotografia qui riprodotta.

In gran prevalenza da leucite sono formate le pomici bianche di Pompei, che furono spinte dal vento fino al Monte Sant'Angelo: in queste ultime si trovano anche dei cristalli nitidi.

La leucite è, poi, un costituente essenziale delle leucotefriti in colate del Monte Somma e del Vesuvio. Come è noto, si presenta in esse non frequentemente in cristalli nitidi: Scacchi (81) ne ha osservati alcuni, rari, del diametro da 15 a 25 mm., nella lava del 1631. Qualche volta, come nei così detti Monti rossi, sono superficialmente rossastri.

Leucite neogenica pneumatolitica è stata osservata per la prima volta da Scacchi in cristallini aderenti all'augite negli antichi conglomerati del Monte Somma: nei blocchi

---

[1]) È questo il minerale che, sulla fede di Freda, il quale lo aveva considerato come una davyna ricca in calcio, è stato a pag. 135 dubitativamente riferito alla calciocancrinite. Dopo che quella pagina era stata stampata, ho avuto la fortuna di poter ritrovare, il che non mi era riuscito prima, il campione originale di Freda, ed ho riconosciuto, così, che la sostanza nella quale si è trasformata la leucite non è, come aveva creduto Freda, prossima alla davyna, ma che appartiene, invece, alla meionite, come si dimostrerà quando tratteremo di questo minerale.

[2]) In esse la leucite è, qualche volta, trasformata in nefelina, spesso accompagnata da sanidino,

rigettati dal Vesuvio nel 1872 tali cristallini, con le forme {211} e {110} furono molto frequenti e li descrissero Scacchi (49) prima e vom Rath (50) poi: quest'ultimo constatò in essi gli stessi angoli e geminazioni dei cristalli delle druse dei blocchi calcarei. Nei blocchi del 1906 la leucite neogenica fu piuttosto rara: Lacroix (102, pag. 78) la rinvenne sotto forma di trapezoedri di $^1/_2$ mm. di diametro, a facce curve e come corrose, sulle pareti

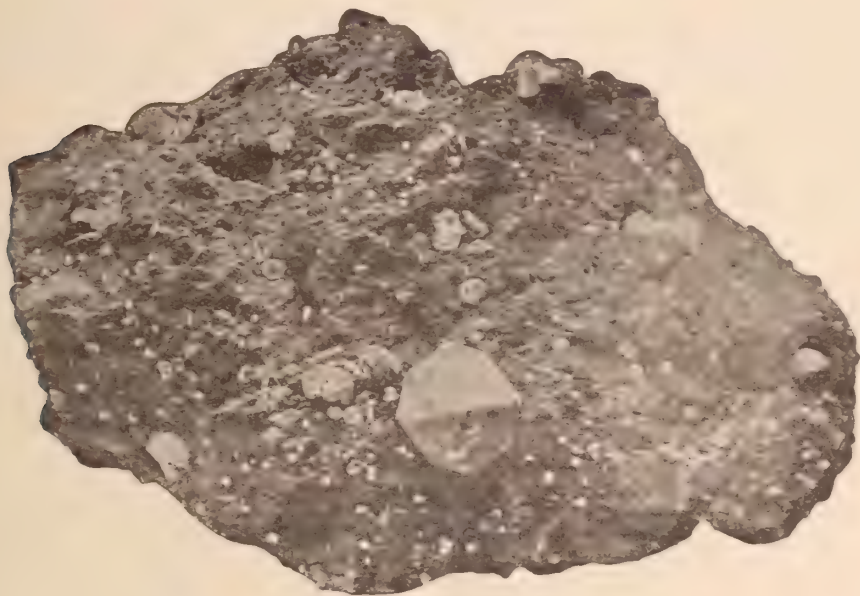



Fig. 26.

di certe geodi di una leucotefrite fessurata, e nei blocchi ad anfibolo, in cristallini di solito indeterminabili: in uno di tali blocchi potè riconoscere dei trapezoedri {211} con piccole facce di {110}, che erano ricchi in sodio.

Nella collezione Johnston-Lavis ho osservato un blocco di leucotefrite con parti vetrose: in vicinanza del vetro, ed anche immersi in esso, vi erano dei nettissimi cristallini di leucite neogenica, incolora, vivamente splendente, che raggiungevano fino il diametro di 3 mm. Minuti e mal formati cristallini di leucite neogenica ho osservato in condizioni analoghe a quella del 1872, insieme ai grandi cristalli di augite con orlo di acmiteaugite di alcuni blocchi dell'ultima eruzione, somigliantissimi a quelli celebri del 1872 descritti da Scacchi.

Molte volte il Vesuvio nelle sue esplosioni ha lanciato quantità, in taluni casi considerevoli, di cristalli di leucite isolati, ovvero con piccoli frammenti di lava aderenti.

Tali lanci di cristalli di leucite si ebbero specialmente tra il 1845 e il 1850, e sopratutto durante le eruzioni del 22 aprile 1845, del 10 febbraio e del 22 giugno 1847. Di essi si occuparono Pilla (25) e Scacchi ((26) (27)). Pilla per quelli rigettati il 22 aprile 1845 ritenne che si fossero formati in aria dopo l'esplosione, ma questa idea, evidentemente assurda, fu combattuta da Scacchi (27). Emissioni di gruppi di cristalli di leucite si sono avute anche più recentemente, per esempio, nel maggio 1886.

GRUPPO PIROSSENO

ENSTATITE — DIOPSIDE — AUGITE — EGIRINAUGITE — ACMITEAUGITE — EGIRINA WOLLASTONITE — HIORTDAHLITE

ENSTATITE $(Mg, Fe) SiO_3$

Questo minerale, che non era stato ancora osservato nè al Vesuvio, nè al Monte Somma, è stato trovato da me per la prima volta nelle cavità miarolitiche di un blocco rigettato durante l'eruzione dell'aprile 1906.

Sistema cristallino: rombico.

$$a : b : c = 1.0335 : 1 : 0.5905$$

Queste costanti [1]) differiscono abbastanza notevolmente da quelle che vom Rath [2])

[1]) Le medie delle misure assai esatte e concordanti che ho preso in varî cristalli sono le seguenti:

	Limiti delle misure	N.	Media
(100) : (110) =	45°56′ — 46° 3′	14	46° 0 1/4′
(010) : (110)	43 57 — 45 5	10	43 59 3/4
(110) : $(1\bar{1}0)$	91 56 — 92 3	7	92 1 1/4
(100) : (122)	76 6 — 76 13	9	76 10 3/4
(010) : (122)	60 28 — 60 30	6	60 29
(122) : $(1\bar{2}2)$	59 1 — 59 3	3	59 2 1/2
(100) : (121)	69 44 — 69 49	5	69 45 1/2
(010) : (121)	44 17 — 44 22	6	44 20
(121) : $(1\bar{2}1)$	91 19 — 91 21	3	91 20

{210} per la sua sottigliezza ha fornito misure meno precise: le migliori sono:

$$(100) : (210) = 27°25' \text{ e } (110) : (210) = 18°37'$$

Mentre nei cristalli misurati non ho potuto constatare l'esistenza di vere e proprie anomalie geometriche, del genere di quelle tante volte studiate nel sanidino, nell'idocrasio ecc., i calcoli istituiti sulle misure su riferite ne hanno svelate delle altre ben più importanti, che mi hanno per vario tempo lasciato nel dubbio che i cristalli esaminati appartenessero non già al sistema rombico, ma, invece, al monoclino. Infatti, se noi calcoliamo le costanti in base a due degli angoli indipendenti misurati, per esempio partendo da (100) : (110) e da (100) : (122), si deduce $a : b : c =$ 1,0357 : 1 : 0,5922. Con queste costanti si ottengono i seguenti valori teorici:

(010) : (122) =	60°20 1/2′	(100) : (121) =	69°45′	(121) : $(1\bar{2}1)$ =	91°35 1/2′
(122) : $(1\bar{2}2)$	59 18 3/4	(010) : (121)	44 12 1/4	(100) : (120)	27 22 3/4

L'accordo tra gli angoli misurati ed i calcolati è in molti casi, come si vede, lungi dall'essere soddisfacente.

Nè si giunge a risultati migliori scegliendo come angoli fondamentali (100) : (122) e (010) : (122). Si ha, in questo caso, $a : b : c = 1,0313 : 1 : 0,5888$ e

(100) : (110) =	45°53′	(100) : (121) =	69°43 3/4′	(121) : $(1\bar{2}1)$ =	91°13 1/2′
(100) : (210)	27 16 3/4	(010) : (121)	44 23 1/4		

Si migliora, così, l'accordo tra misura e calcolo per gli angoli che si riferiscono a {121}, ma lo si peggiora per quelli che riguardano {110}. Da quanto si è esposto, chiaro risulta che, fon-

calcolò per l' iperstene del lago di Laach ($a:b:c = 1{,}0295:1:0{,}5868$), si avvicinano dippiù, invece, a quelle proposte da v. Lang[3]) per l'enstatite di Breitenbach ($a:b:c = 1{,}0308:1:0{,}5885$), alla quale il minerale vesuviano assai si approssima per la composizione chimica.

Forme: *b*{100} *a*{010} *n*{210} *e*{122} *i*{121}.

I cristalli studiati sono tutti più o meno allungati secondo l'asse *c*: quasi sempre nella zona [001] il pinacoide dominante è {100}, mentre {010} è, di solito, poco sviluppato (fig. 27) e le sue facce possono anche ridursi a piccolissime. Rari sono i cristalli nei quali {110} domina su {100} e {010}. Qualche volta {010} presenta una

---

dandosi su due soli angoli indipendenti, non è possibile, per il minerale del quale ci occupiamo, trovare un rapporto assiale dal quale si deducano valori teorici in buon accordo con *tutti* gli angoli misurati. Questa constatazione mi ha fatto pensare alla possibilità che i cristalli studiati non fossero rombici, ma appartenessero, invece, ad un sistema meno simmetrico, nel qual caso naturalmente, sarebbe stato necessario un maggior numero di angoli per determinare le costanti.

Poichè la forma {122}, sempre dominante, ha una posizione corrispondente alla $\{\bar{1}11\}$ dei pirosseni monoclini, mi sorse naturale il dubbio che i cristalli da me esaminati potessero essere anch'essi monoclini. Orientandoli in modo analogo all'augite, si ha che le forme {100}, {010}, {110}, {210} non cambiano di simbolo, mentre {122} e {121} diventano rispettivamente $\{\bar{1}11\}$ e $\{\bar{3}42\}$. Dai tre angoli *bm*, *be*, *ae* seguono le costanti $a:b:c = 1{,}0765:1:0{,}5888$; $\beta = 105°48'$ e gli angoli calcolati

(100):(110) =	46° 0 ½′	$(\bar{1}00):(\bar{1}11)$ =	76°10 ¾′	$(\bar{1}00):(\bar{3}42)$ =	69°45 ½′
(100):(210)	27 22 ¾	$(010:(\bar{1}11)$	60 29	$(010):(\bar{3}42)$	44 20 ½
(110):(210)	18 36 ¾	$(\bar{1}11):(\bar{1}\bar{1}1)$	59 2	$(\bar{3}42):(\bar{3}\bar{4}2)$	91 19

L' accordo fra tutti i valori trovati e quelli teorici è quale non potrebbe desiderarsi migliore, e questo risultato rende assai probabile che i cristalli in questione sieno effettivamente monoclini, il che avrebbe una notevole importanza ora che si discutono le relazioni che passano fra enstatite e clinoenstatite. Ma tutti i tentativi di dimostrare in modo indubbio il carattere monoclino della enstatite vesuviana fallirono. Le figure di corrosione su {100}, ottenute con l' acido fluoridrico piuttosto diluito, risultarono bisimmetriche, in perfetto accordo con la simmetria della classe bipiramidale del sistema rombico: avevano tutte la figura di un esagono con due lati paralleli a [001] molto più estesi degli altri quattro, che erano paralleli agli spigoli di combinazione di (100) con le facce (121), $(1\bar{2}1)$, $(12\bar{1})$ e $(1\bar{2}\bar{1})$. Dal punto di vista ottico, poi, nelle sezioni parallele a {010} ho sempre osservato estinzione parallela all'asse *c* e, mentre se i cristalli studiati fossero monoclini dovrebbero senza dubbio essere geminati secondo la solita legge: asse di geminazione la normale a {100} (non ho, infatti, mai potuto constatare una sensibile differenza fra gli angoli che {100} e {010} formano con le facce di *e* e di *i* rivolte verso $+a$ e verso $-a$), nulla ho potuto notare che accennasse a tale geminazione. Mi son deciso, perciò a descrivere l'enstatite vesuviana come rombica, adottando per le costanti i valori $a:b:c = 1{,}0335:1:0{,}5905$, che sono la media di quelli ottenuti nei due calcoli eseguiti nell' ipotesi che il nostro minerale spetti al sistema rombico, per quanto così facendo l' accordo tra gli angoli calcolati riportati qui sotto e quelli misurati non sia soddisfacente.

(100):(110) =	45°56 ½′	(100):(122) =	76°10 ¾
(010):(110)	44 3 ½	(010):(122)	60 24 ¾
$(110):(1\bar{1}0)$	91 53	$(122):(1\bar{2}2)$	59 10 ½
(110):(210)	26 19 ½	(100):(121)	69 44
(110):(210)	18 37	(010):(121)	44 17
		$(121):(1\bar{2}1)$	91 26

[2]) Pogg. Ann. 1869, CXXXVIII, 529.

[3]) Sitzungsber. der Akad. der Wissensch. in Wien 1869, LIX, 848.

faccia grande, assai più estesa di tutte le altre della zona [001], mentre la sua parallela è molto piccola. Il prisma {210} è sempre affatto subordinato. Tra le forme terminali domina costantemente {122}: {121} ha grandezza variabile, ma le sue facce sono, in generale, sempre meno sviluppate di quelle di {122} (fig. 27). Sovente {121} ha le sue diverse facce di grandezza molto differente, ed allora può accadere che alcune di esse raggiungano o magari superino in estensione {122}. In tutti i cristalli misurati ho sempre senza eccezione trovato riunite tutte le forme sopra elencate.

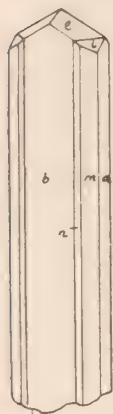



Fig. 27.

I cristallini di enstatite del Vesuvio sono di solito molto piccoli: una rarità sono quelli che raggiungono i 5-6 mm. nella direzione di c.

Il colore è bruno-rossiccio intenso e per questo carattere il nostro minerale si potrebbe confondere con l'iperstene. I cristalli che non sono molto tabulari secondo {100} sono quasi opachi o appena semi-trasparenti. Le lamine un po' sottili sono perfettamente trasparenti con colore bruno-chiaro e presentano forte pleocroismo.

$\mathfrak{a}$ = bruno chiaro $\mathfrak{b}$ = giallo canario intenso $\mathfrak{c}$ = giallo verdolino chiarissimo.

L'assorbimento è $\mathfrak{b} > \mathfrak{a} > \mathfrak{c}$.

L'orientazione ottica è la solita dell'enstatite: c, asse di minima elasticità, è la bisettrice acuta: il piano degli assi ottici è parallelo a {010}. La dispersione degli assi ottici è $\rho > v$.

Comp. chimica. (Mg, Fe) Si O_3. L'analisi quantitativa eseguita con gran cura dal Dott. F. Stella-Starrabba ha dato i seguenti risultati:

SiO_2 55.08 Al_2O_3 2.04 Fe_2O_3 8.35 FeO 0.51 MgO 33.07 CaO 1.62 Sa = 100.67

Molto notevole e caratteristico è il fatto che il ferro si trova nell'enstatite del Vesuvio quasi totalmente allo stato ferrico, a differenza di quanto avviene nell'enstatite e nell'iperstene non alterati, nei quali, come è noto, la maggior parte del ferro è allo stato bivalente e sostituisce il magnesio. Delle molte analisi di questi minerali che si trovano riunite nello *Handbuch der Mineralogie* di Hintze (II, 999), solo quella dell'iperstene di Lauterbach (Oberhessen) presenta il ferro ferrico notevolmente dominante su quello ferroso. Secondo me, è assai verosimile che originariamente il ferro si trovasse allo stato ferroso. Infatti, dall'analisi del Dott. Stella si calcolano i rapporti molecolari:

SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	FeO
0.912	0.020	0.052	0.819	0.029	0.007
	0.072			0.855	

Ne segue che la somma degli $\overset{II}{R}O$ non è sufficiente per formare con SiO_2 un composto di formula $\overset{II}{R}\,SiO_3$ ed un altro $\overset{II}{R}\,Al_2SiO_6$. Se, invece, si considera il ferro ferrico come ferroso, si ha che 8,35 % Fe_2O_3 corrisponde a 7,51 % FeO, e la somma dei rapporti molecolari degli $\overset{II}{R}O$ va, allora, aumentata di 0,104. Così facendo, l'analisi riferita viene ad essere d'accordo con le vedute attuali sulla costituzione dei pirosseni. Detraendo da SiO_2 e da $\overset{II}{R}O$ le quantità necessarie per formare, con l'alluminio trovato, il silicato $\overset{II}{R}\,Al_2\,SiO_6$, resta 0,892 SiO_2 e 0,939 $\overset{II}{R}O$: si ha, cioè, un rapporto $SiO_2 : \overset{II}{R}O = 1 : 1{,}05$, assai prossimo

a quello teorico di 1 : 1. In favore dell'ipotesi che il ferro si trovasse primitivamente allo stato ferroso stanno anche le esperienze di C. Schneider [1]), di Belowski [2]), di Lacroix [3]) e mie [4]) su varî anfiboli, e quelle di Lattermann [5]) sull'augite verde normale e su quella diventata giallo d'oro di una shonkinite del Katzenbuckel nell'Odenwald.

La presenza del ferro ferrico nella nostra enstatite spiega bene la sua somiglianza con l'ipersteno, benchè la quantità totale di ferro in essa contenuta sia inferiore a quella che più spesso si trova in quest' ultimo minerale, ed il pleocroismo poco comune che si è osservato. Io ritengo probabile che molti dei pirosseni rombici pneumatolitici descritti come ipersteno e non analizzati debbano, invece, considerarsi appartenenti all'enstatite. Senza dubbio, poi, è questo il caso per i cristalli delle isole Peel, descritti da Kikuchi [6]), nei quali c è la bisettrice acuta, e che hanno composizione vicinissima a quella dell'enstatite vesuviana, con l'unica differenza che il ferro è stato considerato tutto come ferroso.

Giacitura. L'enstatite è stata da me trovata nelle cavità miarolitiche di varî frammenti di un unico blocco rigettato nell' ultima eruzione, nelle quali era accompagnata da laminette di anidrite, da bei cristalli di gesso, di apatite, di sanidino, di mica, di ematite e di magnetite. Qua e là si potevano osservare anche delle particole di sostanza vetrosa. I diversi minerali indicati erano sparsi assai irregolarmente nel blocco: in alcuni punti non vi era quasi altro che anidrite o gesso, altre geodine erano, invece, occupate più specialmente dal sanidino e dall'apatite. La mica era più specialmente concentrata in alcune parti. Più abbondantemente diffusi erano l'ematite e anche la magnetite, che si trovano anche fuori delle geodine, il che accade anche, quantunque in misura più limitata, per l'anidrite. L'enstatite non mostra alcuna predilezione per i minerali indicati, ma si trova, invece, associata ora ad alcuni, ora ad altri di essi, indifferentemente.

DIOPSIDE — AUGITE

1. 1755. G. M. Della Torre, Storia e fenomeni del Vesuvio. Napoli, pag. 94.
2. 1773. J. Ferber, Briefe aus Welschland ecc., pag. 218-219 della trad. francese di Dietrich.
3. 1783. Romé De l'Isle, Cristallographie, II, 396, 407, 415.
4. 1791. G. Gioeni, Saggio di litologia vesuviana, pag. 102 e seg.
5. 1801. S. Breislak, Voyages physiques et lythologiques dans la Campanie, pag. 165.
6. 1801. R. J. Haüy, Traité de Minéralogie, III, 90.
7. 1808. Bournon, Traité de Minéralogie, II, 195.
8. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 203.
9. 1832. A. Breithaupt, Schweigger-Seidel neues Jahrbuch der Chemie und Physik, IV, 272.
10. 1836. J. Kudernatsch., Pogg. Ann., XXXVII, 577.
11. 1837. A. Lévy, Description d' une collection de minéraux ecc. ecc., II, 20.
12. 1838. A. Dufrénoy, Ann. des mines, XIII, 565.
13. 1840. C. F. Rammelsberg, Pogg. Ann. XLIX, 388.
14. 1843. R. Blum, Die Pseudomorphosen des Mineralreichs, pag. 59.
15. 1843. A. Scacchi, Lezioni di Geologia, pag. 172.
16. 1844. T. Monticelli, Atti R. Accad. delle Scienze di Napoli, V, 195. Memoria letta il 21 novembre 1837.
17. 1845. L. Pilla, Compt. rend., XXI, 324.
18. 1845. A. Scacchi, Napoli e i luoghi celebri delle sue vicinanze, II, 410.
19. 1847. A. Scacchi, Annali Civili del Regno delle Due Sicilie, LXXXVII, 62.

[1]) Zeitsch. für Kryst. 1891, XVIII, 579.

[2]) Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., 1891, I, 291.

[3]) *La montagne Pélée et ses éruptions*, pag. 523.

[4]) Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, 1906, XIII, N.° 8, pag. 32.

[5]) In W. Freudenberg, Mitth. Grossherzogl. Bad. geol. Landesanst. 1906, V, 81.

[6]) Journal College of Science, Imp. Univ. Japan 1889, III, 741.

20. 1852. A. Scacchi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze di Napoli, pag. 110.
21. 1852. G. Sillem, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 527.
22. 1853. J. Durocher, Compt. rend., XXXIV, 870.
23. 1853. A. Scacchi, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 258.
24. 1856. F. Hessenberg, Mineralogische Notizen, I, 19, 21.
25. 1858. Wedding, Zeitsch. d. d. geol. Gesellsch., X, 395.
26. 1859. C. F. Rammelsberg, Zeitsch. d. d. geol. Gesellsch., XI, 497.
27. 1862. N. v. Kokscharow, Materialien zur Mineralogie Russlands, IV, 286.
28. 1867. G. A. Kenngott, Neues Jahrburg für Min. Geol. u. s. w., pag. 314.
29. 1871. G. Tschermak., Miner. Mitth., pag. 28.
30. 1872. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, V, N. 22.
31. 1872. G. vom Rath, Pogg. Ann., CXLVI, 562.
32. 1873. G. vom Rath, Pogg. Ann., Ergbd, VI, 347.
33. 1873. G. vom Rath, Zeitsch. d. d. geol. Gesellsch., XXV, 238.
34. 1874. G. vom Rath, Pogg. Ann., CLII, 41 Anm. 3.
35. 1874. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, VI, N. 9, pag. 64.
36. 1876. G. vom Rath, Pogg. Ann., CLVIII, 412.
37. 1876. G. vom Rath, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 390.
38. 1877. G. vom Rath, Verhandl. naturhist. Ver. Rheinl. etc., XXXIV, (5ª) IV, 27.
39. 1877. C. Doelter, Tschermak's min. petr. Mitth., pag. 283.
40. 1878. P. Groth, Die Mineralien-Sammlung der Kaiser Wilhelms-Universität Strassburg, pag. 224, 227.
41. 1883. A. Scacchi, Memorie della Soc. Ital. delle Scienze (detta dei XL), IV, N. 8.
42. 1883. G. Freda, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 249.
43. 1884. F. Herwig, Programm des k. Gymnasium Saarbrücken.
44. 1885. F. Kreutz, Tschermak's min. petr. Mitth., VI, 141.
45. 1885. C. Doelter, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., I, 55.
46. 1886. B. Mierisch, Tschermak's min. petr. Mitth., VIII, 129, pag. 132.
47. 1887. G. vom Rath, Sitzungsber. Niederrhein. Ges. Bonn., pag. 132.
48. 1889. A. Scacchi, Catalogo dei minerali delle rocce vesuviane ecc., pag. 14.
49. 1893. E. Scacchi in H. J. Johnston-Lavis, Transactions of the Edinburgh Geol. Soc., VI, 340.
50. 1893. A. Lacroix, Les enclaves des roches volcaniques.
51. 1893. G. Seligmann in Hintze, Handbuch der Mineralogie, II, 1070, nota 4.
52. 1896. A. Pelikan, Tschermak's min. petr. Mitth., XVI, 1.
53. 1900. F. Sestini, Processi Verbali Soc. Toscana di Sc. Nat. in Pisa, XII, 127.
54. 1904. E. Casoria, Annali R. Scuola Sup. di Agricoltura di Portici, VI. Recensione nella Zeitsch. für Kryst., XLII, 88.
55. 1906. A. Johnsen, Centralbl. für Min. Geol. u. s. w., pag. 385.
56. 1906. H. Tertsch, Tschermaks's min. petr. Mitth., XXV, 546.
57. 1907. A. Lacroix, Nouvelles Archives du Muséum, (4ª) IX.
58. 1907. G. Cesaro, Bull. de la Classe des Sc. de l'Acad. Roy. de Belgique, pag. 313.

Il primo che abbia pubblicato una descrizione tale del pirosseno vesuviano da permetterne la sicura identificazione è il Della Torre (1), il quale lo chiamò pirite ottoedra, confondendolo con le vere piriti dei giacimenti metalliferi descritte alcuni anni innanzi da Hill. L'errore del Della Torre fu corretto dal Dietrich, nella traduzione delle lettere del Ferber (pag. 161 nota *a)*), il quale ultimo parlò a lungo dello sciorlo, ma con descrizioni tali che non permettono di capire quando egli allude al pirosseno e quando all'anfibolo o ad altri minerali [1]). Nuove determinazioni esatte furono eseguite da Romé De l'Isle (3), il quale fu tentato di fare una specie distinta degli « sciorli

[1]) Il Ferber riunì nello « sciorlo », infatti, i minerali più svariati.

opachi che sembrano derivare da un ottaedro romboidale » del Vesuvio, dei Monti Rossi, del Vivarais. Il Gioeni (4) fu assai meno preciso, e confuse insieme pirosseno ed anfibolo. che, ormai, dopo le ricerche di Werner, di De La Métherie e di altri dovevano considerarsi ben distinti e non furono, infatti, più confusi in seguito.

Breislak (5) per il primo osservò, in alcuni blocchi del Monte Somma, dei « cristalli gialli, color di topazio, trasparentissimi e brillanti », dei quali non potè stabilire la natura. Alcuni anni dopo, il conte de Bournon (7) li riferì al topazio, fondandosi su una determinazione eseguita « in maniera altrettanto abile che ingegnosa » dal dott. Wollaston [1]). L'esistenza del topazio fra i minerali del Monte Somma fu ammessa anche da Monticelli e Covelli ((8), pag. 118). Ma A. Scacchi fece noto, già nel 1845 (18) e poi nel 1853 (23), che il preteso topazio non è altro che un pirosseno giallo, e che pure al pirosseno deve riferirsi la prehnite di Monticelli e Covelli ed una parte dell'epidoto di questi stessi autori.

Sistema cristallino: monoclino.

$a:b:c = 1{,}0921:1:0{,}5893$; $\beta = 105°49'51''$ diopside giallo G. vom Rath (32)
$ = 1{,}0955:1:0{,}5904$; $\beta = 105\ 46\ \ 9$ augite verde-scura » (32)

Le prime misure eseguite da Della Torre insieme a Gaetano De Bottis, allora professore di fisica sperimentale in Napoli, sono soltanto approssimative, ma hanno un notevole interesse storico: $am = 44°\text{-}46°$; $bm = 45°$; $ss = 66°$ [2]). Un po' più precise sono le misure di Romé De l'Isle (3), che non si riferiscono, però, in modo speciale ai cristalli vesuviani. Kokscharow (27) comunicò numerose misure esatte prese nei cristalli gialli e verdi; Tschermak (29) delle altre riferentesi ai cristalli neri dei blocchi del Monte Somma; nessuno dei due calcolò delle costanti speciali. vom Rath (32) ottenne, da misure prese in cristalli veramente stupendi, le costanti surriferite, delle quali quelle proposte per il diopside giallo sono preferibili ed adottabili per i cristalli del Vesuvio e del Monte Somma appartenenti alla serie diopside-augite.

Forme: $a\{100\}$ $b\{010\}$ $c\{001\}$ $m\{110\}$ $f\{310\}$ $i\{130\}$ $z\{021\}$ $e\{011\}$ $y\{101\}$ $p\{\bar{1}01\}$ $u\{111\}$ $s\{\bar{1}11\}$ $o\{\bar{2}21\}$ $\tau\{\bar{1}12\}$ $v\{221\}$ $k\{312\}$ $\varepsilon\{\bar{1}21\}$ $\mu\{121\}$ $\iota\{211\}$ $j\{\bar{2}51\}$.

Nei pirosseni riferibili al diopside sono state finora osservate: *abmfzo* da Lévy ((11) pag. 23), nei cristalli gialli; *abcmzpuvτsok* da Hessenberg (24) in quelli verde-gialli chiari; *abcmfizpuτso* da vom Rath (32, 36, 47), *abcmfipzuτso* da Scacchi (48) in quelli gialli; *abmfpzus* da vom Rath (32) in quelli verde-porro « Diopsidähnlich »; *abmpus* da vom Rath (36) in quelli verdi; *abcmfpzuso* da vom Rath, (32) in quelli bianchi; *abcmfpuso* da Seligmann (51) pure nei cristalli bianchi. Oltre all'aver confermato, mediante un nuovo esame degli originali, le determinazioni di vom Rath, io ho trovato: *abcmfpzuso* in alcuni cristalli incolori di straordinaria bellezza, e *abcmpyzsodj* in taluni gialli non ancora studiati.

---

[1]) L'errore di Wollaston si spiega facilmente non solo ricordando che il diopside giallo del Monte Somma somiglia molto, per il colore, lo splendore ecc. al topazio, ma anche col fatto che alcuni angoli del topazio sono assai vicini a quelli delle forme principali del diopside giallo:

Topazio	Diopside
$(120):(1\bar{2}0) = 93°11'$	$(110):(1\bar{1}0) = 92°50'$
$(221):(2\bar{2}1) = 49\ 37\ ^1/_2$	$(111):(1\bar{1}1) = 48\ 29$

Inoltre, essendo il diopside giallo sempre accompagnato dalla humite, è facile, se non si adopera materiale ben scelto, ottenere la reazione del fluoro.

[2]) Il Della Torre ebbe anche una vaga intuizione della legge della costanza degli angoli diedri omologhi: egli scrisse, infatti: « Questa regolarità dimostra che nella loro composizione [dei cristalli di augite] v' entrano dei sali, la figura dei quali è sempre determinata ». I valori attualmente ammessi per gli angoli surriferiti sono $am = 46°25'$ $bm = 43°35'$ $ss = 59°11'$.

Il diopside giallo è abbastanza frequente; i suoi cristalli sono poco allungati nella direzione dell'asse *c* ed appaiono, perciò, piuttosto tozzi: nella zona [001] dominano *a, f, m, b*, che hanno grandezza relativa molto variabile: tra le forme terminali le più estese sono *c, u, z, o*. Le più comuni delle forme rinvenute nel diopside giallo sono *abcmfpzuso*; *τ* e *i* sono un po' rari: *d, y, j* sono rarissime, e sono state da me osservate in uno stesso cristallo (fig. 28), *d* e *y* sono nuove per il pirosseno vesuviano, *j* per il pirosseno in genere. Si presentano tutte e tre con faccette molto esili, che hanno permesso buone misure, *d* e *y* nella zona [010 : 111] e *j* nella zona [010 : $\bar{2}21$]:

(010) : (131) =	36°34′ mis.	36°31′ calc.	(con le costanti del diopside giallo)
(001) : (101)	24 12 »	24 21 »	
($\bar{2}$51) : ($\bar{2}$21)	24 8 »	24 1 $^1/_2$ »	
(010) : ($\bar{2}$51)	23 50 »	23 53 »	

Anche rarissime devono essere le forme *v* e *k* osservate da Hessenberg. Di habitus molto singolare è il cristallo giallo *abmfzo* figurato da Lévy ((11) fig. 5, tav. XXX).

Nel diopside bianco secondo vom Rath sono da distinguersi due tipi, a seconda che le forme dominanti sono *abp* ovvero *mc*: uno dei pirosseni incolori da me studiati, lungo e largo 3 mm., è rappresentato dalla fig. 29. I diopsidi verdi sono sempre molto allungati secondo l'asse verticale: le forme dominanti sono *abu*: quest'ultima presenta di solito all'estremità libera una delle sue facce molto più grande dell'altra (fig. 30). In genere, questi cristalli verdi hanno sviluppo molto irregolare. Di altro tipo sarebbero i cristalli di diopside verdi, automorfi, delle mon-

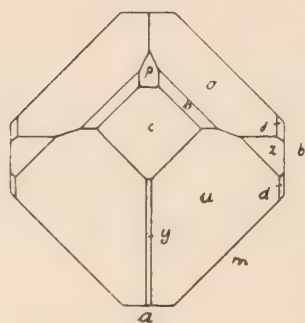
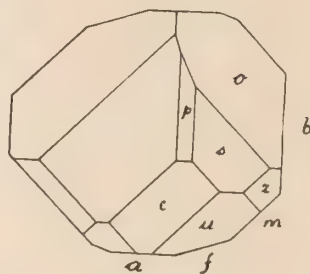
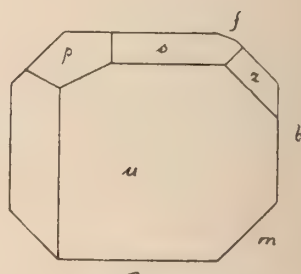



Fig. 28. Fig. 29. Fig. 30.

zoniti, descritti da Lacroix ((57) pag. 150) come allungati secondo *c*, con *a, b* dominanti e terminati da *s*: in base a questi caratteri cristallografici mi sembra più probabile che si tratti di augite diopsidica. Nella collezione Johnston-Lavis ho visto, in alcuni blocchi calcarei, delle masserelle a struttura raggiata di diopside verde chiaro, nelle quali talvolta si aprono piccole cavità tappezzate da bei cristallini. In uno di essi ho riconosciuto la comb. *abcmu*: era tabulare secondo *a* e allungato nella direzione dell'asse *c*; *b* aveva facce esilissime, mentre *m* era abbastanza grande; delle forme terminali dominava *c*: le facce di *u* erano molto strette. I cri-

stallini bianco-cerulei che costituiscono la varietà considerata da Monticelli e Covelli come prehnite sono piuttosto tozzi; nella zona [001] presentano *abmf*, con *m* fortemente dominante: le facce terminali non sono sicuramente determinabili.

Cristallini piccolissimi riferibili al diopside sono stati trovati da Johnston-Lavis in un blocco di calcare e studiati da E. Scacchi (49), che osservò le forme *abcmpu* delle quali nella zona [001], secondo la quale i cristalli erano allungati, dominavano *a*, *m*, e, fra le terminali, *c*, *u*.

Le principali combinazioni del diopside del Monte Somma sono le seguenti:

abcmu verde pallido, Zambonini
abmfzo giallo Lévy
abmpus verde vom Rath
abcmpu verde E. Scacchi
abmfpzus verde vom Rath
acmfpzos giallo vom Rath
abmfpzuso bianco vom Rath
abcmfpzuo bianco vom Rath
abcmfpuso bianco Seligmann
abcmfpzus verde Zambonini
abcmfpzuso giallo vom Rath, Zambonini; incoloro Zambonini
abcmipzuso giallo verdastro vom Rath
abcmpyzsodj giallo Zambonini
abcmfipzuτso giallo Scacchi, vom Rath, Zambonini
abcmpzuvτsok giallo-verde Hessenberg.

L'augite propriamente detta, sovente prossima al diopside, dei blocchi del Monte Somma è di colore molto variabile: raramente è gialla, sovente è verde più o meno scura, spesso è nera. Nei cristalli gialli Doelter (39) osservò *abmso*: più variati sono quelli di colore da verde a nero, legati da numerosi termini di passaggio, e nei quali finora si conoscono le forme *abcmfpzeusoμει*. In questi cristalli, le forme più comuni sono *abmps*: molto frequenti sono anche *fpzuo*. L'habitus è molto mutevole. Ordinariamente, come è stato già osservato da Della Torre, da Romé De l'Isle e da Haüy (6), questi cristalli presentano la semplice combinazione *abms*, con grandezza relativa variabile di *abm*: l'habitus fassaitico, specialmente nei cristalli verdastri, è discretamente frequente. Più rari sono i cristalli verdi-scuri o anche perfettamente neri nei quali la forma terminale dominante è *p* (quelli verdi-scuri furono già descritti da vom Rath), ed altri, neri, nei quali, *uop* sono quasi in equilibrio. Molto di rado *o* domina su tutte le forme terminali.

Le combinazioni più caratteristiche dell'augite del Monte Somma sono le seguenti [1]:

---

[1]) Sulla esattezza delle combinazioni nelle quali sono indicate *e*, ε, μ, ι io ho gravi dubbî. Come è noto, *e* e *s* formano con *a* e con *b* angoli molto vicini, e parecchie volte queste forme sono state scambiate, perchè in molti casi è possibile distinguerle soltanto dopo aver fissato l'orientazione ottica dei cristalli. Io non ho mai potuto osservare *e* nell'augite tipica come forma terminale dominante ed ho controllato le mie determinazioni, per togliermi ogni dubbio, con l'esame ottico. Credo, quindi, assai probabile che le forme rare *e*εμι, riscontrate tutte in cristalli nei quali, cosa veramente singolare, mancava la tanto frequente *s*, sieno dovute ad errori di orientazione e sieno da sostituirsi con *szou*, che sono forme comunissime in tutte le augiti vulcaniche.

ams rarissima Zambonini
abms frequentissima Della Torre, Romé De l'Isle ecc.
msuo verde scura Groth
abcmp nera Lévy
abmeε verde nerastra Lévy
abmpus nera Tschermak, Zambonini
abcmpeuo verde scura, Lévy
abcmeμει nera Zepharovich
abmfpzuo nera Rath, Zambonini
abcmpzso verde nerastra e nera Rath, Zambonini
abmpzuso nera e verde erba scura, Zambonini
abmfzuso nera Zambonini
abcmfpzso verde nerastra Rath, Zambonini
abcmpzuso verde scura Rath, Zambonini
abcmfpzso verde chiara e verde oliva Lévy, Zambonini
bcmfizuso verde sporca Hessenberg.

Nell'augite delle lave sia antiche che recenti, di colore verde-bottiglia scuro a nero, di solito non si osserva che la combinazione ordinaria *abms*, ma talvolta si riconoscono anche, con piccole faccette, *o* o *z*, ovvero tutte e due contemporaneamente. Tutte queste forme ha notato Scacchi (35) in certi cristallini allungati, con le estremità spesso incavate, rinvenuti in una massa a struttura spongiosa, della ampiezza in ogni verso di circa 4 decimetri, della lava del 1872, presso S. Sebastiano. In seguito al disfacimento delle lave, sotto l'azione delle esalazioni acide delle fumarole del cratere, i cristalli di augite, di solito più resisenti, restano isolati e si rinvengono nei tufi e nelle sabbie dei ruscelli. Uno di questi cristalli trovato sul cratere del Vesuvio nel marzo 1840 misurava 22 mm. (*c* e *b*).

Nei cristalli isolati erultati dal Vesuvio generalmente si ha la combinazione ordinaria *abms*, talvolta con *o* e *z*: in quelli lanciati nella grande eruzione del 79 e spinti dal vento nella penisola Sorrentina, vom Rath (32) e Scacchi (48) hanno trovato la combinazione *abmszou*.

L'augite tipica si rinviene di rado tra i minerali pneumatolitici dei blocchi rigettati dal Vesuvio: i cristalli di quelli del 1872, descritti da Scacchi (30) e da vom Rath (33), sono da riferirsi piuttosto all'egirinaugite, e se ne dirà, perciò, in seguito. Nell'augite neogenica verde, accompagnata da magnetite e anfibolo, di un blocco di leucotefrite del 1822 vom Rath (32) ha osservato *abms*, talvolta anche *p*: i cristalli, lunghi 1·2 mm. sono sovente geminati e composti di una quantità di particelle, il che dà alle loro facce uno splendore simile a quello della seta. Lacroix (57, pag. 70) ha rinvenuto dell'augite verde-scura con le forme *ab* (dominanti) *ms* nelle fessure irregolari delle leucotefriti doleritiche rigettate nel 1906, e cristalli appiattiti secondo *a*, con *m* abbastanza grande e *o* ed *s* come facce terminali, insieme a sanidino, sodalite, spesso anche a magnetite, cavolinite, orneblenda, apatite, nelle cavità miarolitiche delle stesse rocce. Con la microsommite Lacroix (57, pag. 85) ha trovato augite verde-scura neogenica *amsu*. Nelle fessure di un blocco del 1906 tappezzate da sodalite, io ho rinvenuto dei bellissimi cristallini neogenici splendentissimi di augite nera, lunghi fino 5 mm. secondo *c*, con le forme *abmsu*, delle

quali *a* e *b*, dominanti, erano in equilibrio, *m* aveva faccette esilissime: in altri blocchi, insieme a sanidino, mica, magnetite, cristalli pure neri, appiattiti secondo *a*, con *abmsu* [1]. Queste augiti neogeniche del 1906 hanno angoli vicinissimi a quelli del diopside giallo del Monte Somma.

Oltre che in nitidi cristalli, il pirosseno si rinviene molto spesso nei blocchi del Monte Somma granulare ed anche, benchè di rado, in alcuni massi calcarei sotto forma di masserelle apparentemente compatte, che, come riconobbe Freda (42) con l'analisi, appartengono al diopside. Io ho controllato la determinazione di Freda con l'esame microscopico di alcune sezioni sottili di queste masse singolari, che a prima vista non si direbbero davvero formate da un pirosseno.

I geminati secondo la solita legge: asse di geminazione la normale a {100} sono frequenti sopratutto nell'augite nera: in questa varietà Groth (40) ho osservato anche un geminato secondo {101}.

Cesaro (58) ha trovato un geminato del « Vesuvio » secondo la solita legge, ai due individui del quale se ne associa un terzo in modo che una delle sue facce di {100} coincida con le {010} del geminato e che la zona [001] sia in quest'ultimo e nel terzo cristallo parallela.

Sfaldatura facile secondo {110}: in alcuni cristalli gialli vom Rath (47) ha osservato anche clivaggio parallelamente a {010} [2]: Lacroix (57, pag. 133) numerosi piani di separazione secondo {001} in un grande cristallo di augite delle rocce a sarcolite.

Parecchi studiosi si sono occupati delle proprietà ottiche dei pirosseni del Vesuvio e del Monte Somma. Per l'angolo di estinzione $c:\mathfrak{c}$ Herwig (43) dà:

$c:\mathfrak{c} = 43°52'$	augite	pneumatolitica verde chiara dei blocchi del 1822
45 17	»	verde chiara. Vesuvio
45 19	»	verde scura. Monte Somma
45 51	»	giallo scura. Vesuvio
47 13	»	verde scura. Vesuvio
48 42	»	giallo chiara. Monte Somma
49 23	»	verde nera. Monte Somma
49 27	»	nera della lava del Vesuvio
49 55	»	nera. Monte Somma.

E Doelter (45) $c:\mathfrak{c}$ 46°45' augite verde nera, $c:\mathfrak{c}$ 46°57' gialla, ambedue del Monte Somma. A. Johnsen (55) per l'augite della lava del 1905 dà: $c:\mathfrak{c} = 52°$ e pleocroismo $\mathfrak{a}$ verde grigio chiaro, $\mathfrak{b}$ verde, $\mathfrak{c}$ verde giallo chiaro. Tertsch (56) per l'augite diopsidica delle ceneri dell'eruzione del 1906 dà $c:\mathfrak{c} = 46°$ ed una dispersione delle bisettrici di circa 1° $\rho < v$: $2V = 51\frac{1}{2}°$ e $51\frac{1}{3}°$; e per il pirosseno bruno delle stesse ceneri $c:\mathfrak{c} = 56\frac{1}{3}°$ (rosso) 58° (azzurro) $2V = 62\frac{1}{2}°$. Quest'ultimo pirosseno presentava un orlo di egirinaugite. Il pleocroismo secondo Tertsch è: $\mathfrak{a}$ circa $= \mathfrak{c}$ verde bottiglia chiaro, $\mathfrak{b} =$ verde muschio chiaro nell'augite diopsidica. Per l'augite normale associata all'egirinaugite giallo d'oro dei blocchi del 1906 Lacroix (57, pag. 80) dà $c:\mathfrak{c} = 42°$.

---

[1]) Somigliano moltissimo alla fig. 336 di Hintze (*Handbuch der Min.*, II, 1043).

[2]) Questa sfaldatura l'ho notata anch'io in cristalli gialli, nei quali, per altro, è piuttosto imperfetta. Anche Mierisch (46) indica come non rare, al microscopio, le tracce della sfaldatura secondo {010}.

Nel diopside di colore giallo vino chiarissimo ovvero scuro, talvolta volgente un po' al giallo olio cupo, io ho trovato $c:c = 38°$ e nei cristalli più intensamente colorati pleocroismo sensibile

$\mathfrak{a}$ giallo verdastro chiaro, $\mathfrak{b}$ giallo vino, $\mathfrak{c}$ giallo bruniccio chiarissimo

$$\mathfrak{a} \geqq \mathfrak{b} > \mathfrak{c}.$$

Un grande cristallo di diopside di colore verdolino chiarissimo presenta $c:c = 36°$. Nei cristalli, pure di diopside, di colore verde più cupo $c:c = 40°30'$ in un caso, 41°28 (Na) 40°55′ (Tl) in un altro; pleocroismo abbastanza sensibile su {100}: $\mathfrak{c}$ verde pallido $\mathfrak{b}$ giallo verdastro chiarissimo: su {010} quasi insensibile.

Nell'augite del Vesuvio e del Monte Somma è frequentissima la struttura zonata: sovente i cristalli sono formati da un nucleo interno di augite normale, senza distinto pleocroismo nelle lamine sottili, e da un orlo di egirinaugite. Soltanto in alcune trachiti micacee Lacroix (57, pag. 136) ha osservato il contrario: l'egirinaugite, cioè, al centro.

Cristalli con struttura a clessidra sono stati osservati raramente da Kreutz (44) nelle lave del 1881 e del 1883.

Secondo Mierisch (46), i pirosseni dei blocchi del Monte Somma sono ricchi in inclusioni liquide e gassose, nonchè in quelle solide, rappresentate dai minerali che li accompagnano. Inclusioni vetrose ha veduto Mierisch soltanto nell'augite dei blocchi sanidinici. Le augiti delle lave contengono spesso inclusioni vetrose ed anche di magnetite, leucite, apatite. Le inclusioni vetrose sono ordinariamente irregolari: in un cristallo delle lave del 1881 e del 1883 Kreutz (44) osservò un'inclusione vetrosa della stessa forma dell'augite che la conteneva. In quelle stesse lave il Kreutz trovò un grande cristallo di augite a struttura zonata, una sezione del quale ⊥ [001] presentava dei prismi di apatite disposti parallelamente agli spigoli limitanti la sezione.

Nei blocchi del 1872 Scacchi (30) ha scoperto e descritto [1]) un importante accrescimento regolare fra l'anfibolo neogenico e l'augite preesistente nei blocchi stessi e ricoperta da egirinaugite neogenica. I due minerali sono disposti in modo da avere i rispettivi assi c ed i piani di simmetria paralleli. A causa di questa orientazione, alcune facce dei due minerali vengono a cadere quasi esattamente nello stesso piano. Così {$\bar{1}$01} dell'augite viene ad essere pressochè parallela a {001} dell'anfibolo, ed altrettanto accade per le facce {021} di questo minerale e {$\bar{1}$11} dell'augite. I cristalli di anfibolo sono, poi, sempre così disposti, che le loro facce {001} sono dirette nello stesso senso di {$\bar{1}$01} dell'augite. Un'associazione regolare di augite e anfibolo analoga a quella descritta, nella quale i due minerali hanno gli assi c paralleli, è stata osservata da Mierisch ((46), pag. 175) in un blocco a granato: l'anfibolo formava il nucleo interno e l'augite la zona esterna.

In un blocco del 1872 vom Rath (38) ha osservato della biotite neogenica in accrescimento regolare sull'augite: la base e due dei lati delle tavolette esagonali della biotite erano paralleli rispettivamente a {100} e a [001] dell'augite.

---

[1]) vom Rath (32) (33) (37) (38) ha descritto varie volte queste stesse associazioni, ma senza nulla aggiungere a quanto Scacchi così bene prima di lui aveva pubblicato.

Secondo Pelikan (52) le figure di corrosione del pirosseno del Vesuvio sono le normali di questo minerale.

Durezza = 5,5: peso spec. 3,239 (Breithaupt (9)) augite verde accompagnante la sarcolite; 3,298 augite gialla, 3,203 verde scura, 3,275 nera (Doelter (39) Anal. VII-IX); 3,259 augite verde scura, 3,115 varietà somigliante al diopside, 3,277 e 3,233 (Anal. I); diopside giallo, 3,252 augite verde pneumatolitica del 1822 (Anal. XIV) (vom Rath (32)); 3,19 diopside cuprifero (Freda (42) Anal. II).

Comp. chimica. Ca (Mg, Fe) $(SiO_3)_2$ con $(Mg, \overset{II}{Fe})(Al, Fe)_2 SiO_6$. Della Torre (1) aveva creduto che nell'augite del Vesuvio esistesse il rame in gran quantità.

Del diopside si hanno le analisi I (vom Rath (36)) varietà gialla e II (Freda (42)) varietà cilestrina cuprifera. Dell'augite propriamente detta: III (Dufrénoy (12)) della Somma [1]; IV (Kudernatsch (10)) delle lave del Vesuvio; V (Wedding (22)) della lava del 1631; VI Rammelsberg (26)) di quella del 1858; VII gialla, VIII verde scura, IX nera, tutte del Monte Somma (Doelter (39)); X (Casoria (54)) della lava della strada di Pompei; XI (Casoria (54)) di un blocco erratico di lava; XII (Casoria (54)) di una lava preistorica del sottosuolo di Pompei; XIII (Casoria (54)) della lava alterata di Calastro; XIV (vom Rath (32)) dei cristalli pneumatolitici del 1822.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
SiO_2	53.20	52.73	50.27	50.90	48.86	49.61	50.41	51.01	46.95	49.30
Al_2O_3	1.50	1.06	3.67	5.37	8.63	4.42	6.07	4.84	9.75	7.80
Fe_2O_3	—	manca	—	—	2.73	—	1.09	3.51	4.47	9.09 (Fe₂O₃ + FeO)
FeO	2.30	4.22	20.66	6.25	4.54	9.08	6.78	3.16	4.09	
CaO	23.40	24.18	12.20	22.96	20.62	22.83	22.75	20.80	19.02	20.20
MgO	19.30	17.80	10.45	14.43	14.01	14.22	12.92	16.58	16.04	13.55
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Perdita per calc.	0.20	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CuO	—	0.94	—	—	—	—	—	—	—	—
	99.90	100.93	97.25	99.91	99.39	100.16	100.02	99.90	100.32	99.94

	XI	XII	XIII	XIV
SiO_2	46.42	48.16	50.40	48.4
Al_2O_3	9.14	5.81	5.40	5.6
Fe_2O_3	5.03	7.75 (Fe₂O₃ + FeO)	6.46 (Fe₂O₃ + FeO)	—
FeO	4.87			9.5
CaO	20.86	22.00	22.10	22.9
MgO	13.19	15.03	15.42	13.7
MnO	0.14	1.15	0.28	—
Perdita per calc.	—	—	—	0.26
CuO	—	—	—	—
	99.65	99.90	100.06	100.1

Al cannello i pirosseni del Vesuvio e del Monte Somma fondono: gli acidi li decompongono solo imperfettamente.

Secondo Durocher (22) l'augite del Vesuvio polverizzata tenuta in ambiente saturo di umidità assorbe piccole quantità di acqua. L'augite verde scura del Monte Somma ha

[1]) Le analisi di Dufrénoy dell'augite delle lave e del Monte Somma sono così cattive, che ho creduto inutile riportarle tutte: mi sono limitato a riferire la meno imperfetta.

una polvere bianco-verdastra con forte reazione alcalina, che sussiste anche dopo l'arroventamento (Kenngott (28)). Sestini (53) ha studiato l'azione dell'acqua distillata e dell'acqua satura di anidride carbonica sull'augite del Vesuvio, ed ha trovato che l'acqua alla temperatura ordinaria decompone l'augite in un silicato di alluminio bianco, insolubile ed in una parte solubile, composta per la maggior parte da un ortosilicato di Ca, Mg con FeO.

Alterazioni. Sotto l'azione delle esalazioni acide delle fumarole l'augite del Vesuvio si decompone e si copre di una patina superficiale di silice amorfa. Di rado si ha decomposizione molto profonda o quasi totale, in modo da ottenersi pseudomorfosi di opale su augite. Tali pseudomorfosi sono state descritte da Rammelsberg (13), da Blum (14) e da Sillem (21). Un'analisi di Rammelsberg dette il seguente risultato:

SiO_2 85.34 Al_2O_3 1.58 Fe_2O_3 1.67 CaO 2.66 MgO 1.70 H_2O 5.47 Sa 98.42.

Lacroix ((50), pag. 457) ha osservato nelle sanidiniti a leucite dell'augite in via di trasformazione in lamelle di biotite.

Giacitura. Il diopside tipico finora è stato rinvenuto soltanto al Monte Somma. La varietà gialla si rinviene in blocchi calcarei profondamente silicatati, descritti assai bene già da Breislak, insieme a mica di vario colore, per lo più gialla o giallo-rossiccia, humite, granato, sovente anche magnetite. Le altre varietà di diopside si trovano nelle druse o anche nella massa di blocchi calcarei a struttura lamellosa o granulare, insieme sopratutto alla mica, ed anche all'idocrasio, al granato e ad altre varietà di pirosseno: talvolta questi ultimi minerali diventano predominanti sul calcare e si ottengono dei blocchi di mica, granato e idocrasio nelle piccole cavità dei quali si rinviene specialmente la varietà bianco-verdastra. Il diopside cuprifero forma delle masserelle del diametro di parecchi centimetri in alcuni blocchi calcarei. Caratteristico è il fatto, sul quale ha richiamato l'attenzione già il vom Rath, dell'associazione nello stesso blocco di pirosseni diversi non solo per colore, ma anche per composizione. Raramente il diopside propriamente detto si rinviene nelle sanidiniti.

L'augite è diffusissima: è uno dei costituenti essenziali delle lave del Monte Somma e del Vesuvio, e si rinviene poi al Monte Somma nei blocchi i più svariati, sia in quelli calcarei più o meno metamorfosati che in quelli sanidinici. Su queste diverse giaciture esistono già numerose notizie di Mierisch (46) e di Lacroix (50). Nei blocchi calcarei l'augite forma sia delle zone intorno alle druse, sia cristallini e granuli nella massa dei blocchi stessi, e nitidi cristalli appartenenti alle varietà più o meno verdi-scure nelle geodi. In un blocco calcareo della coll. Johnston-Lavis era notevole un grosso cristallo di pirosseno lungo più di un centimetro, costituito da diopside bianco internamente e da un orlo esterno di augite verde. Interessanti sono gli aggregati provenienti dalla trasformazione completa dei calcari o da riempimenti delle loro druse divenuti in seguito liberi [1]), e formati prevalentemente da pirosseno unito o allo spinello, o a questo minerale e alla anortite, ovvero alla mica. Alcuni blocchi sono formati da pirosseno ed anortite e sono spesso molto ricchi in biotite: altri sono composti principalmente di mica verde, e contengono nel mezzo degli aggregati irregolari, facilmente disgregabili di pirosseno giallo-verdastro chiaro, nel quale si aprono spesso delle geodi ricche in cristalli di tipo fassaitico, più scuri del pirosseno granulare ed anche di altri minerali (spinello, magnetite, idocrasio, caliofilite, hauyna). Questi blocchi singolari sono stati descritti per il primo da Lacroix ((50), pag. 304).

Affini a questi, sono dei blocchi, da me osservati nella coll. Johnston-Lavis, con superficie scoriacea, contenenti nell'interno quasi soltanto un pirosseno giallo chiaro in granuli minutissimi, quasi polveroso.

---

[1]) Lacroix ((50), pag. 298) ricorda una geode quasi riempita da una miscela di pirosseno, wollastonite e spinello modellati dalla meionite, poi dal lapis-lazuli.

L'augite si rinviene poi frequentemente nelle trachiti micacee, nelle fonoliti a grandi cristalli di sanidino, nelle sanidiniti [1]), nelle microsieniti, nelle sommaiti e nelle monzoniti che si rinvengono, come blocchi rigettati, al Monte Somma.

Il primo che abbia parlato dell'augite pneumatolitica è stato Breislak ((5), p. 276), il quale riferì che quando la lava del 1794 entrò nella chiesa di Torre del Greco « vi formò dei cristalli di pirosseno per sublimazione e Thomson ne trovò dopo qualche tempo dei capillari sulle rovine dei muri che aveva avviluppato ». L'augite pneumatolitica è frequente sulle pareti delle fenditure della lava del 1631, e fu riconosciuta già da Monticelli (16). Scacchi (20) considerò come formatasi per « sublimazione » l'augite delle cellette di alcuni massi di leucotefrite rigettati nelle antiche eruzioni del Monte Somma, insieme a sanidino e sodalite, e quella gialla dell'antica lava di Pollena, in parte cristallizzata, in parte massiccia, accompagnata da melilite, anortite, mica e apatite. Nei blocchi rigettati del 1822, del 1872 e del 1906 l'augite tipica neogenica è stata decisamente rara, in confronto dell'egirinaugite.

Nella lava del 1631 Scacchi (41) ha trovato ravvolti numerosi blocchi costituiti da augite, olivina e mica in proporzioni variabili, ed altri formati invece da leucite, augite ed andesina principalmente: in uno di questi blocchi l'augite non è distintamente cristallizzata e si dispone nella massa bianca della leucite in forma di strisce nere irregolari. Scacchi ha paragonato questa disposizione all'associazione pegmatitica del quarzo e del feldspato.

Finalmente è da ricordarsi che negli antichi incendî del Monte Somma non deve essere stata rara l'eruzione di cristalli liberi di augite (Scacchi (48)). Tali eruzioni sono state segnalate anche negli incendî vesuviani, specialmente per quello del 79 (Scacchi (48)). Sempre secondo Scacchi (15), durante l'eruzione del 1839 vi furono non pochi cristalli isolati di augite lanciati dal Vesuvio, e caduti a grande distanza dal cratere [2]). Pilla (17) rese noto che il 22 aprile 1845 vi sarebbe stata un'eruzione di cristalli di augite più o meno alterati dalle esalazioni acide, ma Scacchi (19) dimostrò che si trattava semplicemente di cristalli in vario grado decomposti, rimasti liberi sul cratere in seguito al profondo disfacimento che le dette esalazioni avevano causato ai materiali circostanti.

EGIRINAUGITE, ACMITEAUGITE ed EGIRINA [3])

1. 1872. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, V, N. 22.
2. 1872. G. vom Rath, Pogg. Ann., CXLVI, 562.
3. 1873. G. vom Rath, Pogg. Ann. Ergbd., VI, 348.
4. 1873. G. vom Rath, Zeitsch. d. d. geol. Gesellsch., XXV, 238.
5. 1876. G. vom Rath, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 390.
6. 1877. G. vom Rath, Verhandl. naturhist. Ver. Rheinland etc., XXXIV, (5ª) IV, 27.
7. 1906. H. Tertsch, Tschermak's min. petr. Mitth., XXV, 546.
8. 1907. A. Lacroix, Nouvelles Archives du Muséum, (4ª) IX.
9. 1908. A. Lacroix, Bulletin de la Soc. franç. de Minér., XXXI, 323.

È merito sopratutto di Lacroix (8) l'aver fatto conoscere la grande diffusione dell'egirinaugite specialmente tra i minerali pneumatolitici dei blocchi rigettati durante le eruzioni vesuviane, che prima erano stati descritti come augite.

---

[1]) In una sanidinite l'augite giallo-verdastra forma cristalli un po' imperfetti che superano i 2 cm. secondo *c*.

[2]) Cristalli di origine vesuviana si trovano frequentemente nella penisola di Sorrento. Il Prof. J. Walther mi ha cortesemente comunicato dei fondi di mare raccolti nei pressi dell'Isola Galli, che contengono numerosi cristallini di augite, in parte a spigoli ancora netti, nei quali ho riconosciuto le forme *abms*.

[3]) Questi minerali sono collegati da tanti termini intermedî, che è impossibile separarne la descrizione.

Sistema cristallino: monoclino.

Io ho misurato varî cristalli del 1872 e del 1906, che, del resto, non sono molto adatti per misure assai precise, e non ho trovato differenze considerevoli rispetto ai valori angolari dell'augite del Monte Somma.

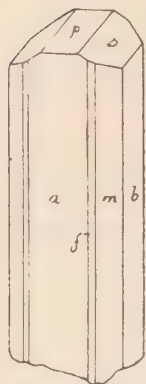
Forme: $a\{100\}$ $b\{010\}$ $m\{110\}$ $f\{310\}$ $p\{\bar{1}01\}$ $s\{\bar{1}11\}$ $u\{111\}$ $o\{\bar{2}21\}$.

Queste forme furono osservate, all'infuori di *u*, da Scacchi (1) nei cristalli pneumatolitici del 1872, nei quali anch'io ho avuto occasione di riscontrarle: in alcuni piccoli cristallini del 1872 vom Rath ((2) e (3)) trovò *abmsu*: Lacroix ((8), pag. 73) in certi cristallini di colore giallo d'oró di taluni blocchi di leucotefriti microlitiche del 1906 ricorda *abmsu*: in grossi cristalli assai somiglianti a quelli del 1872, pure provenienti dall'eruzione del 1906, ho rinvenuto tutte le forme su indicate, meno *u*.

Tutti i cristalli studiati sono allungati nella direzione dell'asse *c*: nella zona [001] i due pinacoidi {100} e {010} presentano non di rado grandezza poco diversa, abbastanza spesso, invece, {100} è dominante, e possono aversi addirittura cristalli tabulari secondo questo pinacoide. Tra le forme terminali domina generalmente *s* e *p* è sovente ristretta: qualche volta ha estensione più considerevole. *f* e *o* sono sempre affatto subordinate.

Assai frequenti sono i geminati secondo la solita legge: asse di geminazione la normale a {100}. Io, anzi, cristalli unici non ne ho quasi osservati. Uno di essi del 1906 è rappresentato nella fig. 31.

Fig. 31.

Le dimensioni sono variabilissime: da cristalli piccolissimi, si va a quelli che raggiungono un centimetro secondo *b*.

I cristalli pneumatolitici finora ricordati sono caratterizzati dal loro colore bruno-rossiccio, che diventa giallastro nelle lamine sottili: per questa ragione Lacroix li ha chiamati « pirosseno giallo d'oro ». Nella maggior parte dei casi, il colore bruno-rossiccio, un po' verdastro in taluni dei grandi cristalli del 1906, è semplicemente superficiale, ed anche nella parte esterna del cristallo può rinvenirsi solo in alcune porzioni: l'interno è costituito da augite ordinaria [1]. L'orlo esterno di augite egirinica bruno-rossiccia, che per le sue proprietà ottiche qualche volta è da riferirsi a vera egirina, è quasi sempre assai sottile, raramente si estende molto nell'interno, e in certi casi non forma che un'esile vernice superficiale.

Nell'egirinaugite con pleocroismo nelle tinte giallo d'oro dei blocchi di leucotefriti microlitiche del 1906 Lacroix ((8), pag. 73) ha trovato $c:\mathfrak{c} = 63^\circ$: qualche piccolo cristallino molto tabulare secondo {100} dei blocchi olocristallini del 1822 e riferibile all'egirina, presenta, secondo Lacroix ((8), pag. 80), su {100} pleocroismo nelle tinte giallo d'oro con $\mathfrak{b} < \mathfrak{a}$ ed emersione di una bisettrice acuta, positiva, quasi centrata.

I cristalli del 1872 descritti da Scacchi e da vom Rath al microscopio presentano, secondo le mie osservazioni, un orlo di pirosseno giallo d'oro e chiazze irregolarmente diffuse dello stesso minerale, mentre la massa è formata da un'augite senza netto pleocroismo. L'egirinaugite giallo d'oro è fortemente pleocroica:

$\mathfrak{a}$ = giallo canario
$\mathfrak{b}$ = giallo arancio
$\mathfrak{c}$ = arancio cupo.

[1]) I cristallini di nuova formazione assai piccoli, microscopici o quasi, sono costituiti esclusivamente dal pirosseno giallo d'oro.

Su }100{ si ha: $c:c = 66^0$ (egirinaugite giallo d'oro), 55° augite non pleocroica. Su }100{ in luce convergente si osserva in ambedue i minerali emersione di un asse ottico, che nell'augite non pleocroica forma un angolo di 32° (luce bianca) con la normale alla faccia, e non presenta dispersione considerevole: nel pirosseno giallo d'oro, invece, l'asse che si vede possiede notevole dispersione e forma con la normale a }100{ un angolo di 34° per la luce rossa e di 39 ½° per quella azzurra [1]). Questi valori, per altro, sono soggetti a notevoli oscillazioni.

I grandi cristalli del 1906 già ricordati sono anch'essi costituiti da un orlo più o meno spesso di egirinaugite giallo d'oro con lo stesso pleocroismo di quella del 1872, e da un pirosseno grigiastro che occupa la parte centrale. Quest'ultimo, come si scorge specialmente nelle sezioni non superficiali, presenta una bellissima struttura zonata: i limiti delle singole zone sono parallele al contorno del cristallo. Le zone sono costituite da un pirosseno cenerognolo in lamina sottile, che si alterna con zone più esili di un altro pirosseno pressochè incoloro. Il primo presenta pleocroismo debolissimo

$\mathfrak{c}$ = grigio cenere $\mathfrak{b}$ = bruniccio-roseo chiarissimo

In una sezione superficiale secondo }100{, costituita, perciò, quasi totalmente dall'egirinaugite giallo d'oro, ho trovato che l'asse ottico emergente forma con la normale a }100{ un angolo di 22° per la luce azzurra e di 17 ½° per quella rossa. Come vedremo meglio fra poco, questi valori non sono costanti. In un'altra sezione, pure parallela a }100{, ma presa nell'interno del cristallo, per l'angolo che l'asse emergente dal pirosseno giallo fa con la normale a }100{ ho ottenuto valori variabili irregolarmente da punto a punto. Per la luce rossa li ho trovati oscillanti fra 22° e 10°: la dispersione è $\rho < v$ e dell'ordine di grandezza di quella constatata nei cristalli del 1872 Quanto all'altro pirosseno, l'angolo che l'asse emergente fa con la normale a }100{ è, nelle zone più scure, costantemente più piccolo che in quelle quasi incolore, e in ambedue cresce dalla periferia al centro. Per la luce bianca, il valore minimo e massimo trovati sono 22° e 32° per le zone grigie, 28° e 36 ½° per quelle pressochè incolore. Su (010) io ho misurato per l'egirinaugite gialla $c:\mathfrak{a} = 22^0$ Li 19.5° Tl nell'angolo acuto β. Nell'altro pirosseno $c:\mathfrak{c}$ è = 55° circa (luce bianca), nell'angolo ottuso β.

Nei cristalli del 1906 dei quali ci siamo occupati è piuttosto rara la struttura a clessidra: frequenti sono inclusioni di magnetite, di leucite e di sanidino specialmente.

Nella sabbia proveniente dall'eruzione del 1906 caduta in Trieste, Tertsch (7) ha osservato un pirosseno grigio-bruno, con pleocroismo debolissimo, ma con $\mathfrak{c}$ riconoscibile come bruno più scuro. La dispersione delle bisettrici è considerevole.

	Parte superficiale	Nucleo interno
$c:\mathfrak{c}$ =	62 ½° (rosso)	56 ⅓° (rosso)
	64 (azzurro)	58 (azzurro)

Nei casi fin qui considerati, piuttosto che con egirinaugite può dirsi che si ha a che fare con una acmiteaugite. I minerali descritti, infatti, per il loro colore

[1]) Le lunghezze d'onda delle luci rossa e verde adoperate erano 653 e 564 rispettivamente.

bruno-rossiccio ed il pleocroismo nelle tinte gialle nelle sezioni sottili, si avvicinano assai all'acmite, e si differenziano, invece, notevolmente dall'egirina e dall'egirinaugite tipiche, che possiedono, come è noto, pleocroismo nelle tinte verdi. Credo, perciò, che sarebbe assai opportuno adottare, per i minerali studiati, i nomi di augite acmitica o di acmiteaugite.

Lacroix ((8), pag. 129, 136 e Addenda) ha osservato, però, al Monte Somma ed al Vesuvio anche dell'egirinaugite tipica, verde: per la zona periferica verde di un pirosseno, incoloro o appena verdastro nella parte centrale, delle leucotefriti a grandi cristalli di leucite del Monte Somma egli dà (pag. 129) [1]:

$$c : \mathfrak{c} = 63^{\circ} \quad \mathfrak{a} \text{ verde erba} \quad \mathfrak{b} \text{ verde giallo} \quad \mathfrak{c} \text{ giallo verdastro}$$

$$\mathfrak{a} > \mathfrak{b} > \mathfrak{c}.$$

Nella sabbia caduta a Napoli in seguito all'eruzione dell'aprile 1906 Tertsch (7) osservò un bastoncino verde erba, con netto pleocroismo $\mathfrak{a}$ verde erba, $\mathfrak{c}$ bruno giallo ed estinzione quasi retta, che era, probabilmente, l'orlo esterno di un grande cristallo di augite.

Comp. chimica. Non è stata, finora, eseguita alcuna analisi dei pirosseni pneumatolitici descritti, dei quali, del resto, è assai difficile ottenere una sufficiente quantità di materiale puro, dato il loro modo di rinvenirsi in sottili rivestimenti sull'augite ordinaria. In una piccola quantità di sostanza isolata dai cristalli grandi del 1906 ho potuto constatare l'esistenza, oltre che del ferro e del sodio, anche dell'alluminio, del calcio e del magnesio in quantità non trascurabili.

Giacitura. L'acmiteaugite è stata osservata da Lacroix in un blocco doleritico del 1822 e nei blocchi olocristallini della stessa eruzione, composti di bacchette di sanidino avviluppanti un gran numero di cristalli di acmiteaugite e di wollastonite.

Nei blocchi del 1872 A. Scacchi (1) rinvenne per la prima volta i cristalli brunorossicci, considerati come pirosseno ordinario, associati a leucite, a granato, a ematite, a microsommite, ecc. Questi cristalli furono in seguito descritti da vom Rath (2-6) in parecchi lavori, dedicati in buona parte allo studio delle associazioni regolari di pirosseno e anfibolo e di pirosseno e mica (vedi pag. 150). Le prime ricerche microscopiche sono dovute a Lacroix ((8), pag. 78). Nei blocchi rigettati del 1906 l'acmiteaugite fu piuttosto rara: Lacroix ((8), pag. 73) la rinvenne in certi blocchi di leucotefriti microlitiche, insieme a ematite, sodalite, anfibolo bruno-rosso chiaro e biotite. In seguito (9) la osservò anche nelle cavità bollose di alcuni blocchi assai eterogenei, insieme a wollastonite, egirina, sanidino, titanite, tridimite e un minerale incoloro, monoclino, indeterminato. Nel 1909 io ho trovato dei blocchi, provenienti senza dubbio dall'eruzione del 1906, somiglianti assai a quelli del 1872 studiati da Scacchi. Sono assai bollosi, e la leucite è in molti punti più o meno trasformata. Le pareti delle cellette sono tappezzate da cristallini minutissimi di acmiteaugite, di sanidino, di mica, di leucite e di ematite, che è molto abbondante.

Orli di acmiteaugite si scorgono anche sovente nei cristalli di augite delle scorie del fosso di Cancherone ed in varî blocchi del 1906, modificati dall'azione delle fumarole.

L'egirina e l'egirinaugite propriamente dette sono state osservate da Tertsch (7) nelle ceneri dell'eruzione del 1906, da Lacroix (8) nei blocchi del Monte Somma di leucotefriti a grandi cristalli di leucite (pag. 129), in alcune trachiti micacee (nelle quali,

---

[1]) Lacroix ascrive queste osservazioni a Iddings: Bull. U. S. Geol. Surv. N. 150, 1898, pag. 211, ma nel luogo indicato non ho trovato nulla che si riferisca al Monte Somma.

però, l'egirinaugite forma la parte centrale dei cristalli, mentre gli orli sono di pirosseno incoloro) (pag. 136), e nel vetro di due campioni di un blocco di leucotefrite miarolitica: in quest'ultimo caso era accompagnata da wollastonite, titanite, tridimite nel vetro di colore verde-chiaro, da sanidino in quello verde nero. Più tardi (9), lo stesso Lacroix descrisse l'« augite sodica verde scura » che formava una zona di alcuni millimetri di spessore al contatto fra certi grès listati a letti quarzosi e le leucotefriti che li avvolgevano, e la egirina accompagnante l'augiteacmite nelle cavità bollose dei blocchi eterogenei già ricordati.

WOLLASTONITE $CaSiO_3$

1. 1817. T. Monticelli, Bibliot. univ. de Genève, VI, 199.
2. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. ves., pag. 194.
3. 1831. H. J. Brooke, Phil. Mag., X, 187.
4. 1835. H. J. Brooke, London and Edinb. Philos. Mag., VI, 76.
5. 1852. A. Scacchi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze di Napoli, pag. 111.
6. 1852. W. H. Miller, Phillips Mineralogy, pag. 288.
7. 1861. G. Guiscardi, Rendiconto R. Accad. delle Sc. Fis. e Mat. di Napoli, pag. 77.
8. 1862. A. Des Cloizeaux, Manuel de Minéralogie, pag. 49.
9. 1868. J. D. Dana, System of Mineralogy, pag. 210.
10. 1869. G. vom Rath, Pogg. Ann., CXXXVIII, 484.
11. 1871. G. vom Rath, Pogg. Ann., CXLIV, 390.
12. 1886. B. Mierisch, Tschermak's min. petr. Mitth., VIII, 173.
13. 1889. A. Scacchi, Catalogo dei minerali e delle rocce vesuviane, pag. 18.
14. 1891. P. Grosser, Zeitsch. für Kryst., XIX, 605.
15. 1893. A. Lacroix, Les enclaves des roches volcaniques.
16. 1907. A. Lacroix, Nouvelles Archives du Muséum (4ème), IX.
17. 1908. A. Lacroix, Bulletin de la Soc. franç. de Minér., XXXI, 326.

Osservata per la prima volta al Monte Somma da Monticelli (1). Brooke la ritenne dapprima identica alla zurlonite o zurlite (3), riconobbe, però, in seguito (4) che questo minerale è del tutto distinto dalla wollastonite [1]).

Sistema cristallino: monoclino.

$$a:b:c = 1.0524:1:0.9649 \text{ Grosser (14)}$$
$$\beta = 95^\circ 24' 40''.$$

Le prime misure precise furono eseguite da Brooke (3) su un bel cristallo splendente del Monte Somma, ed in accordo con esse si mostrarono alcune altre prese da Scacchi [2]) e comunicate a Des Cloizeaux (8).

vom Rath (10) misurò un bellissimo cristallino del Museo di Napoli e calcolò le costanti $a:b:c = 1{,}0532:1:0{,}9677$; $\beta = 95^\circ 29' 49''$: più recentemente Grosser (14) propose, in base alla misurazione di diversi cristallini molto ben conformati, il rapporto assiale su riferito, che mi sembra meriti di essere accettato per la wollastonite del Monte Somma e anche per quella del Vesuvio. Del resto, le differenze che si hanno nei valori angolari teorici a seconda che si prendono le costanti di vom Rath o quelle di Grosser sono quasi sempre assai piccole, e inferiori in ogni caso alle oscillazioni che gli angoli omo-

---

[1]) Alla wollastonite deve riferirsi, con tutta probabilità, l'amianto dubbio di Ferber, e l'amianto e l'asbesto di Gioeni.

[2]) Gli angoli fondamentali assunti da Scacchi sono i seguenti (cfr. (13)): $av = 44^\circ 31'$, $ac = 84^\circ 34'$, $am = 46^\circ 27\,^1/_2$, dai quali seguirebbero le costanti $a:b:c = 1{,}0570:1:0{,}9701$; $\beta = 95^\circ 26'$.

loghi presentano anche in cristalli che permettono misure esattissime. Così, per esempio, in cristallini veramente splendidi di un blocco dell'eruzione del 1906 io ho trovato per l'angolo $(\bar{1}00):(\bar{1}11)$ i seguenti valori 59°5 ½, 59°6 ½, 59°12′ e 59°16′ (calc. 59°16′ Grosser, 59°17′ vom Rath): in un magnifico cristallo del Monte Somma ho avuto perfino 59°30′. Poichè le medie generali, sia in questo che in altri casi, vanno bene d'accordo con i valori teorici, non era certo il caso di calcolare delle nuove costanti; devo osservare che solo per l'angolo $(\bar{1}00):(001)$ ho ottenuto valori differenti sempre nello stesso senso da quelli teorici: infatti, in due cristallini del Monte Somma ho avuto 95°21′ e 95°22′, in due del Vesuvio 95°18′ e 95°22′.

Forme: $a\{100\}$ $c\{001\}$ $e\{210\}$ $z\{320\}$ $q\{340\}$ $h\{540\}$ $m\{110\}$ $x\{120\}$ $\lambda\{\bar{5}01\}$ $r\{\bar{3}01\}$ $s\{\bar{2}01\}$ $t\{101\}$ $\beta\{\bar{3}05\}$ $\alpha\{\bar{1}02\}$ $k\{\bar{1}03\}$ $v\{101\}$ $w\{102\}$ $i\{\bar{7}22\}$ $o\{\bar{5}22\}$ $n\{\bar{3}22\}$ $f\{\bar{1}11\}$ $\mu\{\bar{1}22\}$ $g\{011\}$ $u\{144\}$ $y\{133\}$ $\rho\{122\}$.

Nella wollastonite del Monte Somma [1]) Brooke (3) osservò *azmxrstanfμg*, Miller (6) aggiunse *cv*; Scacchi (in Des Cloizeaux (8)) ricordò *aczmxkαβtsvnfμgρ*; J. Dana (9) aggiunse varie forme nuove, delle quali soltanto *q* e *h* furono conservate da E. Dana nella 6ª edizione del *System of Mineralogy* (pag. 371): vom Rath (10) in un cristallo determinò *acmzxαtsrvwnfμg*, Scacchi (13) alle forme già prima trovate aggiunse λ $\{\bar{5}01\}$: finalmente Grosser (14) osservò *aczmxkαtrsvwnfμg*. Io ho potuto constatare, in varî cristalli, l'esistenza di *aczmxkαtsrvwfμgρ*: quest'ultima l'ho rinvenuta anche nel cristallo già studiato da vom Rath.

Le combinazioni principali note sono le seguenti:

amtv Zambonini
azmxrstαnfμg Brooke
aczmxλtnfμgρ Scacchi (13) in un geminato
aczmxrstαvnfμg Miller
aczmxrtαvwnμgρ Zambonini
aczmxkαβtsvnfμgρ Scacchi (8)
aczmxαtsrvwfμgρ vom Rath (10) con aggiunta di ρ osservata da me.

I cristalli di wollastonite del Monte Somma raramente sono ben conformati e misurabili, e ciò spiega il numero ben piccolo di combinazioni che finora sono state determinate in essi. Sono costantemente più o meno allungati nella direzione dell'asse *b*: spesso sono tabulari ed in questo caso la faccia più estesa è sempre *a*. Nei cristalli prismatici secondo l'asse *b* alle volte *a* e *c* sono presso a poco ugualmente grandi, ovvero *a*, *c* e *v* hanno grandezza poco diversa, come accade nei casi studiati da Grosser: non di rado, però, *w* si presenta assai estesa, ed in generale si può dire che le forme della zona [010] hanno grandezza relativa variabile assai. Dei prismi $\{hk0\}$ il più sviluppato, secondo Grosser, sarebbe *m*, ma non di rado io ho trovato che *z* è altrettanto grande, o magari più esteso, di $\{110\}$: $\{120\}$, invece, è sempre subordinato. Delle forme *n*, *f*, μ, *g*, ρ, ora domina l'una, ora l'altra: per ρ si ha, tuttavia, che assai spesso è molto piccola, pur non mancando cristalli nei quali appare più grande di *n*, di *f* e di μ.

Le facce della zona [010] sono spesso striate parallelamente all'asse *b*, quelle di *n*, *f*, μ e *g* allo spigolo di combinazione con *a*.

---

[1]) Monticelli e Covelli (2) hanno dato varie figure di cristalli tabulari di wollastonite, alcuni dei quali studiati dal Gismondi, ma le forme in essi presenti non sono determinabili, data la solita mancanza di ogni valore angolare.

Accrescimenti paralleli sono molto comuni: rari, invece, devono essere i geminati, poichè nè Grosser, nè io ne abbiamo osservati. È, però, senza dubbio azzardata la conclusione di Grosser, il quale ha creduto di poter addirittura ritenere che i dati sulla esistenza di geminati sieno dovuti ad una prima confusione tra geminati e associazioni parallele diffusasi poi nella letteratura. In realtà, l'esistenza nella wollastonite del Monte Somma di geminati secondo la legge: asse di geminazione la normale a {100}, non può essere negata, poichè Scacchi ((13), fig. 22) ne ha rappresentato uno esattamente.

La wollastonite pneumatolitica dei blocchi rigettati dal Vesuvio di solito non si presenta in cristalli misurabili: in un blocco del 1906, costituito quasi esclusivamente da grosse lamine di wollastonite ed appartenente alla collezione Johnston-Lavis, ho visto in una fessura dei cristallini bellissimi, perfettamente limpidi ed incolori, vivamente splendenti, che ho potuto studiare, grazie alla squisita cortesia del Dott. Johnston-Lavis. Sono piccoli, perchè raramente raggiungono i 3-4 mm. nella direzione dell'asse *b*, secondo il quale sono sempre allungati: solo eccezionalmente arrivano a 7-8 mm. In essi io ho osservato le forme *acezmxvwkαtsion fμguyρ*, delle quali *eiouy* sono nuove per la wollastonite. Il nuovo prima *e*{210} è stato rinvenuto in due cristalli, con tre facce esili, ma piane e splendenti, che hanno fornito buone misure:

$$(100):(210) = 27°42' \text{ mis.} \qquad 27°39' \text{ calc.}$$

In uno stesso cristallo, rappresentato nella fig. 32, sono state trovate le quattro forme *uyio*, delle quali le due ultime, esilissime, non sono state riprodotte. Queste forme, che giacciono nella zona $[\bar{1}00:\bar{1}11]$, hanno fornito buone misure e sono da considerarsi come sicuramente determinate.

	mis.	calc.
$(\bar{1}00):(\bar{7}22)$ =	23°59' mis.	23°57' calc.
$(\bar{1}00):(\bar{5}22)$	32 16 »	32 11 »
(100):(133)	73 46 »	73 53 »
(100):(144)	76 57 »	76 50 »

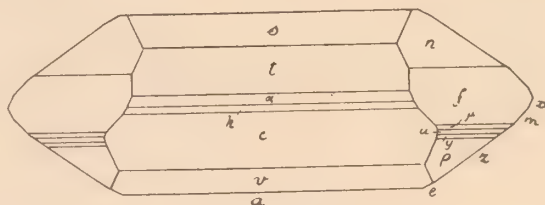



Fig. 32.

$\{\bar{7}22\}$ giace anche nella zona $[\bar{3}20:\bar{2}01]$ e $\{\bar{5}22\}$ nella $[\bar{3}20:\bar{1}01]$.

Nei cristalli pneumatolitici dei quali ci occupiamo le diverse forme hanno sviluppo molto variabile. Nella zona [010] i pinacoidi dominanti sono *a* e *c*; *t* e *v* sono abbastanza grandi, *s* ora è discretamente estesa, ora è strettissima: *k* e *α* sono sempre assai esili. Nella zona [001] è caratteristico il fatto che {320} domina costantemente sugli altri {*hko*}, dei quali {120} è sempre il meno sviluppato. Delle altre forme spesso la più grande è *n*; *f*, che qualche volta manca, può, però, in taluni casi, superarla in estensione. *ρ* è sempre abbastanza grande, ed è stata osservata in tutti i cristalli misurati. Anche *μ* non manca mai, invece *g* talvolta non esiste ed ha sempre faccette esilissime. Le combinazioni che io ho osservato sono le seguenti:

acezmvwαtsnμg
aczmxvwkαtsnfμgρ
acezmxvkαtsionfμuyρ (fig. 32).

Frequenti sono gli accrescimenti paralleli di varî cristalli uniti per {100}.

Sulla sfaldatura della wollastonite esistono notizie piuttosto discordanti. Secondo Des Cloizeaux (8), la sfaldatura sarebbe facile nella direzione di a, t, α, meno facile in quella di c: vom Rath (10) assunse come più perfetta la sfaldatura parallela a α. Grosser (14), invece, trovò assai più perfetta delle altre la sfaldatura secondo a, ed io non posso che confermare le osservazioni del Grosser, che valgono non solo per la wollastonite del Monte Somma, ma anche per quella pneumatolitica del 1906, nella quale ultima la sfaldatura {100} è straordinariamente facile e perfetta.

I cristalli nitidi di wollastonite sono rari: quasi sempre al Monte Somma questo minerale si rinviene in tavole imperfette, che possono anche superare i 2 cm. nella direzione dell'asse b, ovvero in fasci di cristalli esilissimi ed ancora in masse, talvolta anche considerevoli, a struttura finemente fibrosa, che furono spesso considerate come tremolite.

I cristallini inalterati sono, per lo più, perfettamente incolori, limpidi e trasparenti: essi presentano vivissimo splendore vitreo oltre che sulle facce naturali, anche su quelle di sfaldatura secondo {100}, come ho potuto constatare non solo negli esemplari del Monte Somma, ma anche in quelli del Vesuvio, del 1906. Alle volte, pur essendo freschi, i cristalli di wollastonite, specialmente quelli pneumatolitici del 1822, sono biancastri: pure bianche, con splendore leggermente setaceo, sono le varietà tabulari, del tutto inalterate, che costituiscono una parte considerevole di certi blocchi del Monte Somma e di quello rigettato nel 1906.

Durezza 4,5: peso specifico 2,908 (Guiscardi (7)), 2,853 (vom Rath (11)).

Comp. chimica. $CaSiO_3$.

Guiscardi (7) ha analizzato I una bella varietà laminosa, di un bianco argentino, rinvenuta in grossi noduli in un calcare lamelloso bruno; vom Rath (11) II una varietà analoga; A. von Reis (in (14)) III i cristallini dei campioni studiati da Grosser; il Dott. A. G. Miele IV una masserella a struttura finamente fibrosa, di colore leggermente roseo [1]).

	I	II	III	IV
SiO_2	50.34	51.31	51.4	50.85
CaO	46.90	45.66	46.3	47.43
MgO	—	0.73	1.2	tr.
FeO	—	—	—	1.83
Al_2O_3	—	1.37	—	—
Perdita per calc.	1.20	0.75	—	—
MnO	1.56 [2])	—	—	tr.
	100.00	99.82	98.9	100.11

[1]) Cassola ha pubblicato una analisi, che è completamente errata oppure si riferisce ad un altro minerale, nel suo *Corso elementare di Chimica*, 1825, IV, 486-490. In 50 grani il Cassola avrebbe trovato SiO_2 13 $^1/_3$ Al_2O_3 11 MgO 12 CaO 4 $^1/_2$ Fe_2O_3 3 $^1/_2$ MnO 0 $^1/_3$ CO_2 0 $^1/_3$ H_2O 3 Perdita 1 $^1/_2$ Sa = 50. In base a questa analisi il Cassola espresse più tardi (*Trattato di chimica elementare*, 3ª ed., 1837, III, 397) il dubbio che il minerale da lui studiato potesse costituire una specie distinta dalla wollastonite.

[2]) « MnO e perdita ».

Al cannello i frammenti aciculari, sottili fondono facilmente ed emanano una luce splendentissima mentre sono esposti alla fiamma (Covelli). Con gli acidi si ha gelatinizzazione.

Alterazioni. La wollastonite si trasforma facilmente in calcite, e quasi tutti i campioni del Monte Somma sono superficialmente cambiati in questo minerale. Microscopicamente l'alterazione è stata studiata da Mierisch (12), il quale ha trovato che il processo procede in modo che dapprima penetrano nella massa limpida della wollastonite numerose lancette, che partono dagli estremi della direzione di allungamento dei cristalli: se l'alterazione si estende, nuove lance si sovrappongono alle prime, finchè riempiono tutto il cristallo.

Giacitura. La wollastonite si rinviene frequentemente al Monte Somma nei blocchi calcarei, sia nelle geodi che nella massa dei blocchi stessi. Nelle geodi si presenta in cristalli isolati, tabulari o aghiformi, questi ultimi spesso riuniti in gruppi, quasi sempre parzialmente alterati ed imperfetti, ovvero in riempimenti drusici formati da lamine bianche, a splendore un po' setaceo, che io ho osservato specialmente in certi blocchi calcareo-micacei. Rari sono i cristalli nitidi: io ne ho visti alcuni nelle geodi dei blocchi calcarei a spinello e forsterite, accompagnati da questi minerali e da calcite in gocce. Altri blocchi calcarei con bei cristalli di wollastonite contengono augite, mica e granato, che si trovano anche nelle geodi, insieme alla calcite in cristalli arrotondati. Sono questi i blocchi che vom Rath ha considerato come costituenti la matrice ordinaria della wollastonite. La wollastonite riempe alle volte da sola delle druse nei calcari, talvolta, invece, le geodi sono riempite, come ebbe ad osservare Lacroix ((15), pag. 298) da una miscela di pirosseno, di wollastonite, di spinello, modellati dalla meionite e dal lapislazuli. Nei blocchi calcarei si rinvengono anche, non di rado, delle masse di lamine di wollastonite, allungate secondo l'asse *b*, (nella direzione del quale raggiungono anche, e talvolta perfino superano, i 5 cm.), variamente intrecciate, spesso contenenti dell'augite verdastra, che pesano anche più di 300 grammi. Le lamelle possono restringersi molto, e si giunge così a varietà con struttura fibrosa minutissima, quasi compatta. Queste masse di wollastonite con pirosseno frequentemente si trovano isolate, senza nessuna traccia di calcare. Molto importante è il blocco descritto da vom Rath (11), composto superficialmente da uno strato di wollastonite dello spessore di 25 mm., e nell'interno da calcare bianco, compatto, contenente wollastonite in quantità decrescente dalla periferia (58,49 $^0/_0$) al centro (25,33 $^0/_0$). Da questi fatti vom Rath trasse la conclusione che la wollastonite si era formata dall'esterno all'interno per azione del « vulcanismo » sul calcare, il che fu confermato da Lacroix ((15), pag. 155), che nella lava del 1872 trovò un incluso, che mostrava il calcare trasformato dalla leucotefrite quasi completamente in wollastonite, mescolata a pochi granati giallo-scuri. La wollastonite analizzata dal Dott. Miele formava una masserella a struttura fibrosa minutissima, in alcuni punti sembrava quasi compatta; era avvolta tutta all'intorno da uno strato di diopside di colore ceruleo chiarissimo [1]) mescolato a mica: con tutta probabilità, si trattava di un riempimento di una geode di un blocco calcareo, divenuto in seguito libero.

Sempre al Monte Somma, la wollastonite si rinviene anche in quelle rocce singolari che costituiscono la ganga tipica della sarcolite e che Lacroix ((15), pag. 281) dimostrò essere delle leucititi modificate dall'assorbimento di frammenti di calcare. In esse la wollastonite è accompagnata sopratutto dalla augite, dalla mica, dalla sarcolite e dalla melilite, spesso anche dalla davyna, più raramente dal granato o dall'idrocrasio. Oltre che nelle druse, si trova anche sparsa nella roccia e talvolta forma delle grosse plaghe, costituite da tanti cristallini isorientati. Da una geode di una di queste rocce, poco metamorfosata, proviene il cristallo studiato da vom Rath (10): questo campione, che è

[1]) Prehnite di Monticelli e Covelli.

uno dei più preziosi del Museo di Napoli, ne formava probabilmente, secondo Scacchi, uno solo con quello che fu studiato da Brooke (3).

Interessanti sono alcune druse di un blocco di queste rocce leucitiche metamorfosate, nelle quali la wollastonite forma grosse tavole, associate a mica e a granato. Notevole, poi, è un altro blocco che mostra la wollastonite in aghi, insieme a idocrasio e calcite arrotondata: l'idocrasio è più antico, e la wollastonite e la calcite, per le loro scambievoli relazioni, devono, senza dubbio, essersi formate contemporaneamente. Sempre nelle rocce delle quali trattiamo, ho osservato, talvolta, delle grosse masse di wollastonite e di augite [1]), che io ritengo essere il prodotto di una trasformazione totale di un frammento di calcare incluso: questa presunzione è dimostrata esatta da un campione che io ho visto nella collezione Johnston-Lavis, che mostra, appunto, in una cavità di un blocco della roccia della sarcolite un pezzo di calcare trasformato in wollastonite [2]). Da queste stesse rocce provengono, probabilmente, dei blocchi formati da grosse lamine incrociate di wollastonite associate a vetro nero.

Una posizione isolata ha un blocco, descritto da Mierisch (12), costituito da leucite e wollastonite: forse si tratta di un caso estremo di quei tipi di sanidiniti ricchi in leucite, ricordati da Lacroix ((15), pag. 299), che contengono spesso della wollastonite e del pirosseno.

La wollastonite pneumatolitica non è frequente. Scacchi (5) riferì con dubbio alla wollastonite degli aghetti bianchi rinvenuti nelle cellette dei blocchi del 1822, nei quali fu osservata anche da Lacroix ((16), pag. 80) sotto forma di bacchette numerose, in una roccia olocristallina, composta principalmente di sanidino avviluppante pirosseno e wollastonite. Più frequente si rinvenne il minerale di cui ci occupiamo nei proietti dell'eruzione del 1906. Lacroix ((16), pag. 50) trovò la wollastonite immersa, insieme al quarzo e al diopside, nel vetro incoloro di una specie di pomice bianco-verdastra o giallastra, leggera, bollosa, che rappresenta un Kalksilicathornfels fuso [3]), e nel vetro verde chiaro di due campioni di un blocco di leucotefrite miarolitica, accompagnata da augite egirinica verde scura, da titanite e da noduli di tridimite ((16) addenda). In seguito, lo stesso Lacroix (17) la rinvenne anche nelle cavità bollose di due blocchi assai eterogenei, sotto forma di aghetti, insieme a egirina, augiteacmite, sanidino, titanite, tridimite e ad un minerale monoclino, incoloro, non identificato.

Nella collezione Johnston-Lavis ho visto un blocco rigettato nel 1906, composto in gran parte di wollastonite in tavole bianche, a splendore alquanto setaceo, ancora in parte avvolto dalla leucotefrite. In un punto presentava una stretta cavità, le cui pareti erano tappezzate dai bellissimi cristallini descritti, impiantati in parte su residui di una sostanza nerastra, fusa.

HIORTDAHLITE $3 Ca Si O_3 . [Ca (F . OH)] Na Zr O_3$

(Guarinite)

1. 1857. G. Guiscardi, Atti R. Accad. Scienze di Napoli, II, 408.
2. 1871. V. v. Lang, Tschermak's min. Mitth., pag. 81.
3. 1874. A. Brezina, Tschermak's min. Mitth., pag. 285.
4. 1874. A. Des Cloizeaux, Manuel de Minéralogie, II, pag. 23.
5. 1876. G. Guiscardi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 10.
6. 1888. A. Krenner, Földtani Közlöny, XVIII, 153.

[1]) Io ne ho osservate, di tali masse, anche isolate, senza nessuna traccia di roccia inglobante. Per queste non è escluso che possa anche trattarsi di riempimenti geodici di blocchi calcarei divenuti in seguito liberi.

[2]) Anche Lacroix ((15), pag. 281) ha osservato un incluso calcareo della roccia della sarcolite trasformato in wollastonite, anortite e pirosseno verde, avvolti da meionite e da un po' di calcite.

[3]) Di tali blocchi se ne sono avuti anche nelle eruzioni del 1872 e del 1903.

7. 1893. F. Mauro, in A. Arzruni, Physikalische Chemie der Krystalle, pag. 48.
8. 1894. O. Rebuffat, Laboratorio chimico R. Scuola Ingegneri Napoli, pag. 1.
9. 1902. F. Zambonini, Centralblatt für Min. Geol. u. s. w., pag. 523.
10. 1906. W. C. Brögger, Zeitsch. für Kryst., XLII, 432.
11. 1909. F. Zambonini, Mineralog. Mag., XV, 247, con una analisi di G. T. Prior a pag. 257.

Descritta da Guiscardi (1) la prima volta e chiamata *guarinite* in onore del chimico napoletano Guarini. In base ad una analisi errata, Guiscardi ritenne la guarinite una modificazione eteromorfa della titanite. Krenner (6) notò una grande somiglianza cristallografica tra la guarinite e la pseudobrookite: io (9) in base a nuove ricerche ritenni che la guarinite dovesse porsi nel gruppo danburite e questa conclusione fu accettata da Brögger (10). Finalmente, più di cinquant'anni dopo la scoperta della guarinite, ho potuto dimostrare l'identità di questo minerale con la hiortdahlite (11).

Sistema cristallino: triclino.

Sul principio Guiscardi (cfr. (3) e (5)) aveva considerato la guarinite come rombica, ma, avendo trovato dei cristalli con spiccato habitus pseudotetragonale, si decise a descriverla come tetragonale emiedrica (1). v. Lang (2) in base alle proprietà ottiche ritenne la guarinite rombica e dello stesso avviso fummo Des Cloizeaux (4) ed io (9). Nuovi studî mi hanno permesso di porre fuori di dubbio che la guarinite è triclina e che gli angoli di questo minerale sono vicinissimi a quelli della hiortdahlite secondo Brögger [1]).

Forme: *a*}100{ *b*}010{ *c*}001{ *m*}110{ *M*}$\bar{1}10${ *l*}210{ *h*}$\bar{2}10${ *f*}310{ *n*}$3\bar{1}0${ *g*}120{ *k*}$1\bar{2}0${ *p*}111{ *e*}$1\bar{1}1${ *r*}$\bar{1}\bar{1}1${ *q*}$\bar{1}11${ *t*}201{ *v*}101{ *d*}102{ *o*}273{: alquanto dubbie sono *i*}011{ e *j*}$0\bar{1}1${.

Guiscardi (1) osservò *abcmMlhgktv*; v. Lang *abcmMlhfn*; Des Cloizeaux *bcfnlh*; io nel 1902 *abcmMlhgkvij*; nel mio lavoro del 1909 ho ricordato *abcmMlh epqrtvdoij*: in altri cristalli ho determinato anche *gk* [2]).

Le combinazioni osservate sono le seguenti:

abht Zambonini
bmMtv Guiscardi
bgktv »
abcmM Zambonini
abmMv »
abeqo »
bcfnlh Des Cloizeaux
abmMij Zambonini
abmMlhe »
abmMlhi? »
abmMltvd »
abcmMlhgk von Lang, Zambonini
abmMhepqr Zambonini

I cristalli di guarinite sono quasi sempre allungati secondo l'asse *c* e tabulari secondo }100{: raramente il pinacoide }010{ è dominante. Rari sono anche i cristalli nei quali }100{ e }010{ hanno grandezza poco diversa, il che determina un habitus pseudotetragonale spiccatissimo. I pinacoidi }*hko*{ e }$\bar{h}\bar{k}o${ sono sempre

---

[1]) Zeitsch. für Kryst., 1890, XVI, 367.

[2]) *t* e *v* sono state considerate da Guiscardi (5) come }021{ e }011{, ma in base all'esame ottico di numerosi cristalli che permettono un'orientazione sicura, ho potuto stabilire che sia in Guiscardi, che nella Fig. 3 del mio lavoro del 1902 devono scambiarsi gli assi *a* e *b*.

sottili ed in alcuni casi coesistono nello stesso cristallo $\{hko\}$ ed il corrispondente $\{h\bar{k}o\}$, e si hanno allora dei cristalli pseudorombici, che le sole misure cristallografiche non bastano a far determinare esattamente come triclini. Infatti (100) : (010) differisce appena di pochi minuti da 90° e gli angoli (100) : (hko) e (100) : $(h\bar{k}o)$, che dovrebbero essere uguali se la guarinite fosse rombica, differiscono ben poco tra loro. In molti cristalli, però, gli $\{hko\}$ e i corrispondenti $\{h\bar{k}o\}$ non coesistono, e si ha, allora, habitus triclino spiccatissimo, che è confermato, poi, anche dalle misure angolari precise che in qualche caso è possibile ottenere. Cristalli terminati alle estremità di *c* sono una vera rarità: alcuni dei più caratteristici sono rappresentati nelle fig. 33-36. Le più frequenti forme terminali sono $\{111\}$, $\{1\bar{1}1\}$, $\{\bar{1}11\}$, $\{\bar{1}\bar{1}1\}$: più rari sono i cristalli con gli $\{hol\}$, rarissimi quelli con $\{011\}$ e $\{0\bar{1}1\}$ (cfr. il mio lavoro del **1902** fig. 4) e nemmeno ben misurabili. La base *c* quasi mai è piana e approssimativamente determinabile.

Le facce dei cristalli di guarinite sono per lo più spezzettate, di modo che misure precise sono quasi sempre impossibili: spesso è difficile ottenere anche misure soltanto approssimative. Tutto ciò è conseguenza del fatto che i cristalli stessi

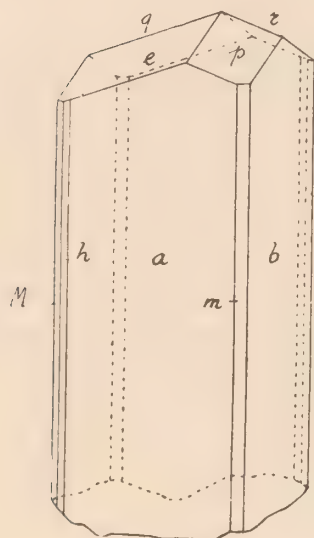
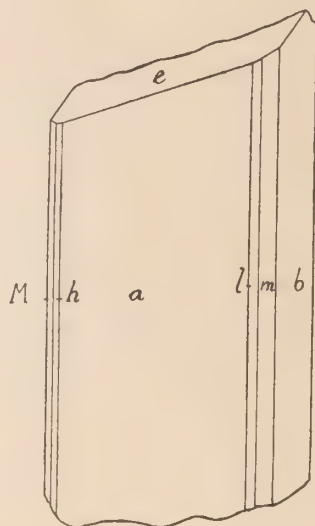
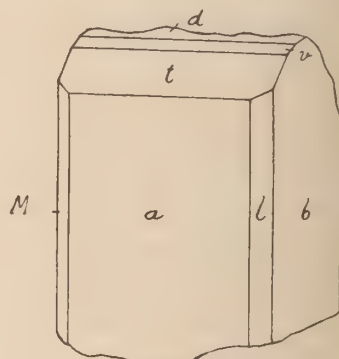
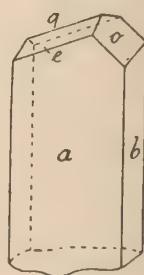



Fig. 33. Fig. 34. Fig. 35. Fig. 36.

raramente sono isolati, per lo più formano gruppi complicati in associazione subparallela o a covone, nei quali ciascun cristallino rappresenta un geminato polisintetico. Inoltre, molte volte i cristalli sono incurvati ed anche rotti e ricementati, precisamente come accade nella hiortdahlite secondo **Brögger**.

Le proprietà ottiche della guarinite coincidono perfettamente con quelle della hiortdahlite, e pongono fuori di ogni dubbio il sistema cristallino triclino del minerale. I cristallini intieri esaminati tra i nicol incrociati non presentano estinzione

uniforme e spesso non estinguono mai. Le sezioni sottili dimostrano che questo fenomeno è dovuto alla fine geminazione polisintetica dei cristalli di guarinite, e nello stesso tempo la identità di questo minerale e della hiortdahlite. Nelle sezioni sufficientemente sottili di guarinite parallele a }100{ si osserva a nicol incrociati una parte apparentemente pressochè omogenea ed un'altra costituita da lamelle più o meno larghe in posizione di geminazione le une rispetto alle altre. La parte apparentemente più omogenea esaminata con ingrandimenti più forti o con la lamina di gesso lascia scorgere una minutissima struttura polisintetica. Le linee di demarcazione delle diverse lamelle polisintetiche sono assai nette e parallele all'asse *c*: le singole lamelle estinguono a 22°-24° da quest'asse (nella hiortdahlite a 25°), ora a destra, ora a sinistra. La struttura polisintetica dei cristalli di guarinite è sovente così minuta, che nelle lamine }100{ l'estinzione è perfetta, e le lamelle non sono nettamente visibili, qualora non s'impieghi un forte ingrandimento o la lamina di gesso, nel qual caso la struttura complicata diventa subito evidente. Anche le sezioni sottili parallele a }010{ mostrano una struttura polisintetica pronunciatissima. Le lamelle di geminazione sono molto più strette di quelle che si osservano nelle sezioni }100{: sono anch'esse parallele all'asse verticale. Nelle più nette, l'angolo di estinzione ammonta fino a 14° con [001] (15° nella hiortdahlite). Queste osservazioni dimostrano che la guarinite appartiene alle sostanze polisimmetriche nel senso di Groth: quanto più le lamelle polisintetiche diventano sottili, tanto maggiore è l'approssimazione che si avrà nelle proprietà ottiche della guarinite a quelle dei cristalli rombici.

Come quelli di hiortdahlite, i cristalli di guarinite vanno considerati come geminati polisintetici triclini secondo la legge: asse di geminazione l'asse verticale, piano di unione }100{ [1]).

La bisettrice acuta emerge da }100{ e l'ottusa da }010{: la prima è asse di minima elasticità, e la guarinite è, perciò, otticamente positiva. La direzione di vibrazione più vicina a *c* su }010{ e su }100{ è la normale ottica. L'angolo assiale è grande, la dispersione considerevole, probabilmente $\rho < v$.

Su }100{ il pleocroismo è poco distinto, netto, invece, su }010{: $\mathfrak{c}$ è giallo arancio, giallo vino o giallo chiaro, a seconda dell'intensità del colore dei cristalli esaminati e dello spessore delle lamine, $\mathfrak{b}$ è giallo pallidissimo, quasi incoloro, $\mathfrak{a}$ quasi perfettamente incoloro. L'assorbimento è $\mathfrak{c} > \mathfrak{b} > \mathfrak{a}$.

La hiortdahlite del Monte Somma non presenta sfaldature nitide: nelle sezioni parallele a }010{ si osservano numerose fessure, corrispondenti alla sfaldatura secondo }100{, già da me notata (9). Nelle sezioni sottili parallele a }100{ si vedono delle tracce interrotte di sfaldatura che formano con l'asse *c* un angolo di circa 44° e corrispondono ad uno dei due pinacoidi }031{ e }$0\bar{3}1${: in generale esistono solo le tracce parallele ad uno di essi, mentre nella hiortdahlite di Norvegia, secondo Brögger, esistono ambedue contemporaneamente. In qualche sezione si hanno anche delle tracce di sfaldature più imperfette, presso a poco simmetriche rispetto all'asse *c*, col quale formano un angolo di circa 37°: infine sono da ricordare delle rare ed imperfettissime fenditure che accennano a tracce di sfaldatura secondo }010{.

---

[1]) In alcune sezioni io ho osservato anche delle rare lamelle di geminazione secondo altre leggi, che non è stato possibile definire per mancanza di dati sufficienti.

Durezza: 6, peso spec. 4,487 [1]) Guiscardi, 3,20 Zambonini, 3,25 Prior.
Comp. chimica. $3 CaSiO_3 . [Ca(F, OH)] NaZrO_3$, in base all'analisi di Prior [2]).

SiO_2 30.53 ZrO_2 19.70 Nb_2O_5 1.68 Ta_2O_5 0.21 FeO 1.91 MnO 1.56 CaO 35.80
MgO 0.57 K_2O 0.43 Na_2O 6.13 F 1.28 H_2O? 0.81 Sa 100.61 — 0 eq. F_2 0.54 = 100.07.

Al cannello la hiortdahlite del Monte Somma fonde abbastanza facilmente: gli acidi la decompongono. Con la reazione microchimica di Ruer è facile svelare in essa la presenza del zirconio.

Alterazioni. La nostra hiortdahlite si trasforma abbastanza spesso in una sostanza di colore giallastro che non si è potuta studiare per mancanza di materiale.

Giacitura. La hiortdahlite si rinviene al Monte Somma raramente nelle sanidiniti a sodalite, sia nella massa della roccia, sia nelle cellette miarolitiche. In queste è accompagnata da bei cristallini di sanidino, di anfibolo, di sodalite, non di rado anche di biotite, di melanite, di zircone, di titanite e di fluorite. Ho potuto notare che nei blocchi nei quali la hiortdahlite è più diffusa, la fluorite è più abbondante, il che costituisce una notevole analogia con la giacitura della hiortdahlite norvegese, la quale, appunto, si presenta intimamente legata alla fluorite. Anzi Brögger (loc. cit.) ha insistito sull'importanza che ha, nei giacimenti del Langesund-fjord, l'associazione della fluorite ai minerali zirconiferi, anche per spiegare la loro origine. È, infatti, assai probabile, a mio avviso, che la hiortdahilite al Monte Somma rappresenti un minerale di origine pneumatolitica, specialmente se si tien conto del fatto che le sanidiniti a sodalite presentano sovente, come ha osservato già il Lacroix, dei fenomeni di corrosione pneumatolitica.

La hiortdahlite si rinviene anche nelle microsieniti nefeliniche e sodalitiche a idocrasio, di colore grigio azzurrastro, con grandi fenocristalli di sanidino, insieme a melanite, nefelina, titanite, augite, biotite, anfibolo, magnetite e idocrasio. Anche le fonoliti a grandi cristalli di sanidino contengono talvolta della hiortdahlite. Secondo Guiscardi (1) questo minerale si troverebbe anche nei blocchi pirosseno-micacei nei quali si incontra anche la titanite, ma io non posso confermare questa osservazione [3]).

---

[1]) Che questo valore dato da Guiscardi sia errato, fu dimostrato da me già nel 1902 (9).

[2]) I valori rispettivi del pentossido di niobio e di tantalio ottenuti col metodo di Marignac, hanno, secondo Prior, più che altro significato qualitativo. La presenza dell'acqua nella hiortdahlite del Monte Somma non è posta fuori di dubbio.

Le precedenti analisi di Guiscardi e di Rebuffat sono le seguenti:

Guiscardi SiO_2 33,64 TiO_2 33,92 Fe_2O_3, MnO tr. CaO 28,01 Sa = 95,75.

Rebuffat SiO_2 34,84 Al_2O_3 25,37 Fe_2O_3 1,69 Y_2O_3 (?) 1,23 Ce_2O_3 3,45 CaO 25,20 Na_2O 6,57 K_2O 1,56 Sa = 99,91.

È merito di Mauro (7) l'avere per il primo riconosciuto che la guarinite non contiene titanio, il che fu confermato, poi, da Rebuffat (8) e da me (9).

[3]) Anche inesatta è l'asserzione del Guiscardi, secondo il quale nelle microsieniti nefeliniche e sodalitiche ad idocrasio la guarinite non sarebbe accompagnata dalla titanite. Questo minerale, al contrario, si trova assai spesso nei blocchi con la hiortdahlite, ed è forse per aver scambiato i due minerali in qualche saggio qualitativo che il Guiscardi ritenne il titanio un costituente essenziale della sua guarinite.

GRUPPO ANFIBOLO

1. 1773. J. Ferber, Briefe aus Welschland, pag. 224, 225, 240 della trad. francese di Dietrich.
2. 1783. De Romé De L'Isle, Cristallographie, II, 384 e seg.
3. 1795. G. Thomson, Abbozzo di una classificazione de' prodotti vulcanici. Giornale Letterario di Napoli, XLI.
4. 1801. S. Breislak, Voyages physiques et lythologiques dans la Campanie, pag. 149, 150.
5. 1817. G. Brocchi, Catalogo ragionato di una raccolta di rocce ecc., pag. 223 e 227.
6. 1823. T. Monticelli e N. Covelli, Storia de' fenomeni del Vesuvio, avvenuti negli anni 1821, 1822 e parte del 1823, 2ª Ed., nelle Opere dell'Abate Teodoro Monticelli 1842, pag. 303.
7. 1824. F. Mohs, Grundriss der Mineralogie, II, 315: tav. V, fig. 74.
8. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della min. vesuv., pag. 196.
9. 1825. W. Haidinger, Treatise on Mineralogy, by F. Mohs, II, 276.
10. 1826. N. Covelli, Débit de minéraux du Vésuve, pag. 9.
11. 1831. E. Donati, Journal of the Royal Institution, N. III, 296.
12. 1831. G. Rose, Pogg. Ann., XXII, 324.
13. 1837. A. Lévy, Description d'une collection de minéraux, ecc., II, 5.
14. 1839. T. Monticelli, Appendice al Prodromo della Mineralogia Vesuviana, pag. 19-20.
15. 1845. A. Scacchi, Napoli e i luoghi celebri delle sue vicinanze, II, 410.
16. 1852. A. Scacchi, Rendiconti R. Accad. delle Scienze di Napoli, pag. 107.
17. 1855. G. A. Kenngott, Uebersicht mineral. Forschungen, pag. 125.
18. 1858. C. F. Rammelsberg, Pogg. Ann., CIII, 451.
19. 1864. A. Schrauf, Atlas der Krystallformen der Mineralien, tav. 7-8.
20. 1867. G. A. Kenngott, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 434.
21. 1869. G. vom Rath, Pogg. Ann., CXXXVIII, 492.
22. 1869. C. W. C. Fuchs, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 179.
23. 1871. G. Tschermak, Mineral. Mitth., pag. 38.
24. 1872. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, V, N. 22, pag. 9-11, 14, 18-23.
25. 1873. G. vom Rath, Pogg. Ann., Erg-Bd. VI, 231.
26. 1878-1883. N. von Kokscharow, Materialien zur Mineralogie Russlands, pag. 183 seg.
27. 1882. F. Berwerth, Sitzungsberichte der K. Akad. der Wissensch., Wien, LXXXV, 158.
28. 1886. B. Mierisch., Tschermak's min. petr. Mitth., VIII, 174.
29. 1889. A. Scacchi, Catalogo dei minerali e delle rocce vesuviane ecc., pag. 17.
30. 1890. H. Haefcke, Inaug. Dissert. Berlin. Recensione nella Zeitsch. für Kryst., 1894, XXII, 309.
31. 1893. A. Lacroix, Les enclaves des roches volcaniques.
32. 1906. H. Tertsch., Tschermak's min. petr. Mitth., XXV, 548.
33. 1906. F. Zambonini, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, XIII, N. 8, pag. 24.
34. 1907. S. L. Penfield e F. C. Stanley, Zeitsch. für Kryst., XLIII, 250.
35. 1907. A. Lacroix, Nouvelles Archives du Muséum, (4ᵉ) IX.

Il primo che abbia distinto tra le produzioni del Monte Somma il nostro attuale anfibolo dagli altri sciorli è Romé De L'Isle (2), il quale ne dette un'accurata descrizione, accompagnata da figure e da misure abbastanza esatte. Lo stesso Romé De L'Isle fece anche osservare che identici a questo minerale dovevano anche essere alcune varietà di sciorlo delle quali si era occupato Ferber (1). Gioeni, come si vedrà meglio anche in seguito, quando tratteremo dell'idocrasio, non fece alcuna distinzione fra i varî « sciorli » vesuviani.

Thomson (3) tra « le sostanze avventizie o parasitiche, sviluppate dal seno della lava e condensate sulla superficie della medesima o dei corpi vicini » pose anche la tor-

malina, senza, per altro, dire espressamente se i campioni nei quali l'aveva osservata erano di provenienza vesuviana: diversi anni più tardi, Brocchi (5) descrisse una lava del Fosso Grande, nelle cavità della quale vi erano « bellissimi cristalli di tormalina di colore di caffè che pende al nerastro », accompagnati da pleonasto, ed un'altra che formava una corrente tra la Torre di Bassano e la Scala, che in certe piccole geodine mostrava pure « piccoli cristalli capillari di tormalina, altri minuti cristalli ottaedri e qualche laminetta di mica bruna ». Monticelli e Covelli ((8), pag. 268) ammisero l'esistenza della tormalina al Vesuvio « su la fede del sig. Brocchi », ed aggiunsero di non avere avuto caratteri sufficienti per porre fra le tormaline varî cristalli della loro collezione che ne avevano l'apparenza, ma che non erano riferibili a nessuna delle varietà determinabili descritte da Haüy. Scacchi (15) riconobbe che la pretesa tormalina non era altro che anfibolo.

Monticelli e Covelli (8) oltre all'anfibolo nero o verde scurissimo comune distinsero anche l'attinoto e la grammatite (tremolite). Quest'ultima era stata già ricordata da Breislak (4) [1]. Io, però, ho trovato che alcuni rari cristalli che corrispondono alle descrizioni date da Monticelli e Covelli per il loro attinoto appartengono, in realtà, alla orneblenda comune. Quanto alla tremolite, anche Scacchi (15) dice che vi è dell'anfibolo fibroso e di colore bianchiccio nei blocchi calcarei: in seguito (29) gli dovettero sorgere dei dubbî in proposito, perchè si limitò a dire che « vi sono tra i massi cristallini del M. Somma non pochi minerali di color bianco con tessitura fibrosa non ancora analizzati, che comunemente sono riguardati come varietà di anfibolo ».

Da parte mia io devo osservare che tutti i campioni che io ho studiato corrispondenti per i caratteri a quelli descritti da Monticelli e Covelli o addirittura etichettati come tremolite? si sono appalesati appartenenti alla wollastonite: non è a questo proposito fuor di luogo il ricordare che il Monticelli [2]) aveva riconosciuto come wollastonite appunto dei minerali che egli e il Moricand avevano riferito prima alla tremolite (grammatite). L'esistenza della tremolite al Monte Somma è da considerarsi per lo meno come non dimostrata [3]).

Senza dubbio all'anfibolo deve appartenere anche il « Titane oxidé aciculaire? » trovato da Covelli (10) nei blocchi rigettati dal Vesuvio [4]).

Sistema cristallino: monoclino.

$a:b:c$	β	
$a:b:c = 0.5499:1:0.2944$	$\beta = 105°6'$	A. Scacchi (29), cristalli bruni del Monte Somma, considerati da Monticelli e Covelli come epidoto.
0.5494 : 1 : 0.2946	105 21 ½	Zambonini (33), cristalli rosso-bruni dei blocchi del 1906.
0.5502 : 1 : 0.2942	105 20	Zambonini (33), cristalli neri A dei blocchi del 1906.
0.5474 : 1 : 0,2927	105 11 ½	Zambonini (33), cristalli neri B dei blocchi del 1906.

[1]) Breislak così la descrisse: tremoliti di Saussure, bianche, cristallizzate in prismi quadrilateri, obliquangoli, striati, compressi in una pietra calcarea granulosa, fosforescente. Si tratta senza dubbio di wollastonite.

[2]) Vedi pag. 157.

[3]) Mierisch ((28), pag. 176) ritiene « sicuro » che nei blocchi del Monte Somma si sia formata la tremolite o un altro anfibolo povero in ferro: soltanto, questi minerali sarebbero stati in seguito distrutti, conservando la loro forma. Così nel sanidino si trovano sovente degli aghi con gli angoli degli anfiboli, formati ormai da una sostanza grigia, che, almeno in buona parte, è calcite. Mi sembra evidente, però, che tutto ciò non possa in alcun modo confortare la creduta « certezza » che nei nostri blocchi si sia effettivamente avverata una formazione di tremolite o di edenite. Sull'anfibolo scambiato da Breislak, da Monticelli e Covelli e da altri con l'epidoto si veda quanto si dirà per quest'ultimo minerale.

[4]) Del *bissolito* di A. Scacchi, imperfettamente determinato, si parlerá nelle *Appendici*.

Le misure più antiche che io conosco di cristalli di anfibolo del Monte Somma sono dovute a Romé De L'Isle (2), il quale ha trovato i seguenti valori: $(110):(1\bar{1}0) = 120^\circ$, $(110):(\bar{1}10) = 60^\circ$, $(001):(110) = 105^\circ$ [1]), dei quali i due primi distano dai veri di più di quattro gradi e l'ultimo di un grado e mezzo. G. Rose (12) col goniometro a riflessione trovò $(\bar{1}11):(\bar{1}\bar{1}1) = 31^\circ 35'$: vom Rath (21) fece conoscere alcune misure prese in un cristallo accompagnante l'ortite, e delle altre sono state pubblicate da Tschermak (23) e da Kokscharow (26). Scacchi (29) calcolò le costanti su riferite [2]). Per l'anfibolo pneumatolitico si ha che vom Rath (25) eseguì delle misure in alcuni cristalli di un blocco del 1822 e in altri di un blocco di un'eruzione preistorica: Scacchi (24) in quelli bruno-giallastri del 1872: io ho studiato (33) i vari anfiboli dei blocchi del 1906, calcolando, in base a misure esatte e ben concordanti, le diverse costanti sopra riportate.

Forme: *a*{100} *b*{010} *c*{001} *m*{110} *n*{310} *e*{130} *z*{021} *s*{041} *u*{$\bar{1}$01} *t*{201} *k*{111} *r*{$\bar{1}$11} *o*{$\bar{2}$21} *v*{131} *i*{$\bar{1}$31} *ρ*{$\bar{1}$51}.

Nell'anfibolo del Monte Somma (escluso quello pneumatolitico dei blocchi di leucotefrite) Romé De L'Isle (2) osservò *cbmr*, Mohs (7) *abcmekztroiv*, Monticelli e Covelli (8), a giudicare almeno dalle loro figure, *cbmzkri*, Lévy (13) *cbmzri*, Schrauf (19) *abcmztkri* ed una forma *d* {011} della quale non mi sembra probabile l'esistenza [3]), Scacchi (29) *abcmnezswtkroiρv*, Penfield e Stanley (34) *cmzr*. Io ho ritrovato *abcmneztkroiv*.

Le principali combinazioni note sono le seguenti:

mr Zambonini
cmr Romé De L'Isle
bmr Zambonini
cbmr Romé De L'Isle, Monticelli e Covelli, ecc. comunissima
cmrz Penfield e Stanley, Zambonini
cmri Schrauf, Zambonini
cbmrz » »
abcmr Zambonini
cbmri »
cbmzri Lévy, Schrauf
abcmetz Zambonini
abcmzri »
cbmzkri Monticelli e Covelli
abcmtkr Schrauf
abcmzkr », Zambonini
abcmeztkroiv Mohs [4])
abcmneztkroiv Zambonini
abcmnezswtkroiρv Scacchi.

---

[1]) Angoli veri.

[2]) Scacchi aveva già comunicato a Des Cloizeaux (*Manuel de minéralogie*, 1862, I, 77) i suoi angoli fondamentali.

[3]) Schrauf (19) ha disegnato le combinazioni *md* e *bmd* (*d* = {011}). Sull'esistenza di *d* nell'anfibolo del Monte Somma ho gravi dubbî, non solo perchè all'infuori di Schrauf nessuno vi ha osservato questa forma, ma anche perchè gli angoli *bd* e *br* sono vicinissimi ($74^\circ 9\ ^1/_2{}'$ e $74^\circ 14'$ con le costanti di N. Nordenskjöld, che Hintze ha accettato per l'anfibolo in genere). È anche da osservare che è frequente al Monte Somma la comb. *bmr*.

[4]) Questa combinazione fu figurata da Mohs (7) senza indicazione di località: Haidinger (9) nella traduzione dell'opera del Mohs la disse proveniente dal Vesuvio ossia dal Monte Somma.

Degli anfiboli che presentano le forme su indicate, alcuni, rarissimi, appartengono alla orneblenda comune, e sono di colore verde chiaro, molto allungati nella direzione dell'asse *c*: presentano le forme *cbmri*, delle quali *m* è la più estesa, mentre *b* è esilissimo. Tra le terminali domina *r*, raramente *c*. La maggior parte degli anfiboli del Monte Somma (sempre esclusi quelli dei proietti di leucotefrite) è di colore da verde scurissimo, quasi nero, a nero deciso. Le forme che più spesso essi presentano sono *mbrc*, alle quali assai sovente si aggiunge *i* e meno frequentemente *zk*: tutte le altre sono molto rare. I geminati secondo la legge: asse di geminazione la normale a }100{, ricordati già da Monticelli e Covelli (8), sono poco comuni I cristalli di questi anfiboli sono spesso allungati e prismatici secondo l'asse *c*: ve ne sono anche di tabulari secondo }100{ ed allungati nella direzione di *c*, ma si rinvengono assai di rado. Frequenti, invece, sono quelli tozzi, presso a poco ugualmente estesi nelle direzioni degli assi *b* e *c*. Le facce della zona [001] sono spesso striate parallelamente a *c*, e possono addirittura apparire bacillari per combinazione oscillatoria. Le facce terminali sono, di solito, piane e regolari. Vi sono dei cristalli, però, abbastanza rari, nei quali le facce sono conformate come quelle di certi prodotti cristallizzati degli alti forni, hanno, cioè, una struttura scheletriforme, risultante dalla riunione di una quantità di cristallini isorientati. Questa struttura speciale è più o meno pronunciata, e investe, quando esiste, tutte le facce, comprese quelle di }$\bar{1}$11{.

Le dimensioni sono variabilissime: da cristallini piccolissimi si va fino a quelli di grandezza considerevole, come è uno assai ben conformato, terminato ad ambedue le estremità di *c*, e che presenta la semplice combinazione *mr*, il quale misura mm. 19(*c*), 13(*b*), 8($\perp b$).

Anche molto grandi sono dei cristalli, veramente notevoli, che somigliano in modo straordinario, per il colore, lo splendore, lo stato fisico delle facce, qua e là lievemente striate parallelamente alla direzione di allungamento, all'epidoto della Knappenwand. Uno di essi raggiunge 20 mm. secondo *c*, 3,5 mm. nel senso di *b* e 1,5 mm. perpendicolarmente a quest'asse [1]). Un altro è rappresentato dalla fig. 37, raccorciato, però, poco meno della metà nella direzione di *c*, per non renderlo troppo ingombrante.

Fig. 37.

Gli anfiboli pneumatolitici dei blocchi rigettati dal Vesuvio sono quasi sempre molto allungati secondo *c*, e possono divenire addirittura aghiformi o capillari. Queste ultime varietà, specialmente se di colore bruno o rossiccio, sono state spesso chiamate breislakite. Alle volte gli aghi di anfibolo possono raggiungere anche i 2 cm. di lunghezza, e da queste dimensioni, così considerevoli, si giunge fino a cristallini di 1 o 2 mm. Molto frequenti sono i cristalli che misurano 7-8 mm. nella direzione dell'asse *c*. Assai rari sono stati alcuni blocchi del 1906, nei quali l'anfibolo nero ha offerto cristalli bellissimi, lunghi circa 1 cm. e larghi (secondo *b*) 4-5 mm. Le forme finora note negli anfiboli di questi blocchi vesuviani sono le seguenti: *abcmneztkroip*. Nei cristallini bruni di un blocco di leucotefrite del 1822

[1]) Monticelli e Covelli (8) ricordano un cristallo lungo 39 mm., largo 7 e spesso 2 $^1/_2$.

vom Rath (25) osservò *abcmzri*. Nei blocchi del 1906 io ho distinto (33) un anfibolo rosso bruno, due anfiboli neri A e B e un anfibolo giallo bruno.

La prima varietà presenta colore variabile dal giallo vino intenso, talvolta anche giallo d'oro, nei cristallini capillari o aghiformi esilissimi, al rosso bruno nei cristalli meno sottili, che raggiungono raramente i 5 mm. nella direzione dell'asse *c*, mentre di solito non ne misurano più di 2 o 3: la larghezza è in essi tutt'al più un terzo della lunghezza. Solo raramente sono ben terminati alle estremità di *c*. Presentano le forme: *abcmneztkroi*, riunite nelle sei combinazioni: 1) *abcmkri*; 2) *abcm zkroi*; 3) *abcmnzkri*; 4) *abcmnzkroi*; 5) *abcmztkroi*; 6) *abcmnezkroi*. Nella zona [001] domina sempre, costantemente, *m*; *n* e *e*, quando esistono, sono sempre subordinate e, per lo più, non presentano che un numero limitatissimo di facce, spesso una sola. Delle forme terminali non mancano mai *crki*, raramente non esistono *z* e *o*: *t* è rara. Tutte queste forme hanno, ad eccezione di *o* sempre esile, grandezza variabilissima. I cristalli, del resto, presentano sviluppo molto asimmetrico, e quei pochi che sono ben terminati ai due estremi di *c* hanno talvolta aspetto emimorfo. In uno di essi ad un estremo di *c* sono presenti *zri*, delle quali l'ultima è di gran lunga la più estesa: all'altro estremo esistono *ckzri*, delle quali *r* è la dominante. Le costanti di questo anfibolo si confondono quasi con quelle dei cristalli del Monte Arany, studiati da Franzenau [1]).

Nell'anfibolo nero A io ho trovato *abcmnzri* e le due combinazioni *abcmrzi* e *abcmnzri*: la seconda è molto più rara della prima. I cristalli di questo anfibolo sono tutti molto allungati secondo *c*: tra le forme terminali quella che in quasi tutti i cristalli domina fortemente è *r*.

L'anfibolo nero B ha offerto le forme *abcmzrip* e le due combinazioni *abcm zri* e *abcmzrip*: la prima è più frequente. Anche in questi cristalli *m* domina nella zona [001]: si possono in essi distinguere due tipi ben distinti, basandosi sullo sviluppo delle diverse forme terminali. Uno somiglia molto ai cristalli A, perchè *r* domina sulle altre terminali: nell'altro tipo domina, invece, *z*, e *c* è ridotto ad una sottile listerella; inoltre *i* è più esteso di *r*.

Finalmente, l'anfibolo giallo bruno, talvolta giallo olivastro, si incontra in lunghi aghetti esilissimi, poco adatti per misure precise, con le forme *abmn*(rara)*zri*: tra le terminali la più estesa è sempre *r*. In cristalli analoghi di alcuni blocchi del 1872 Scacchi (24) rinvenne *abmn*.

Lacroix (35) in alcune cavità di un blocco di leucotefrite del 1906 con vetro apparente ha osservato, impiantati sul vetro, dei bei cristalli di anfibolo nero, dei quali i più corti presentavano *abcmzkri*, mentre i più lunghi erano attaccati per le due estremità alle pareti delle geodi e non avevano altre forme che *am*.

Nei cristalli del 1906 i geminati non erano molto frequenti: un bellissimo geminato secondo la legge: asse di geminazione la normale a {100}, l'ho osservato in un blocco della collezione Johnston-Lavis, nel quale l'anfibolo era associato all'ematite. Il geminato in questione presentava nella zona [001] *m* dominante e *a*, *b*, con faccette esilissime: come forme terminali erano presenti *c*, grande, e *z* con faccette ridotte a punti luminosi. Il cristallo era impiantato per quella estremità dell'asse verticale, nella quale *c*$\underline{c}$ formano un angolo saliente.

---

[1]) Zeitsch. für Kryst., 1884, VIII, 568.

Nell'antibolo pneumatolitico dei blocchi di leucotefrite del Monte Somma vom Rath (25) ha osservato cristalli neri lunghi fino 6-8 mm., con le forme *mr*: nei piccoli cristallini, pure neri, accompagnati talvolta da phillipsite, io ho trovato *abc mzrip*; dominanti erano *m* e *r*. Questi cristalli dei blocchi del Monte Somma assai più frequentemente di quelli dei blocchi rigettati dal Vesuvio sono vuoti nell'interno, come ebbe occasione di notare già il vom Rath nei cristalli da lui studiati.

Tutti gli anfiboli del Vesuvio e del Monte Somma presentano facile e perfetta sfaldatura secondo *m*.

Nei cristalli del Monte Somma Tschermak (23) trovò:

$\mathfrak{a}$ verde sporco $\mathfrak{b}$ bruno giallo $\mathfrak{c}$ bruno grigio

$\mathfrak{c} > \mathfrak{b} > \mathfrak{a}$

Mierisch (28) ha trovato generalmente $c:\mathfrak{c} = 30°$ca e forte pleocroismo: i colori vanno dal verde giallastro chiaro al verde azzurro cupo, fino a quasi nero. Di inclusioni Mierisch ne ha osservate talvolta di mica, in tavolette riunite nella parte centrale dei cristalli di antibolo: egli ha notato pure particelle di magnetite ed anche sanidino, talvolta abbondante. Rare sono inclusioni gassose ed altre con cubetti di cloruro sodico. Mierisch in base alle sue osservazioni è giunto alla conclusione che i cristalli più grandi contengono assai meno inclusioni di quelli piccoli, ed io non posso che confermare i suoi risultati. Lo stesso Mierisch ha anche osservato, in un blocco di granato, dell'anfibolo avvolto dall'augite in modo che gli assi *c* dei due minerali fossero paralleli.

Nei blocchi di fonoliti a facies tinguaitica Lacroix ((35), pag. 139) ha rinvenuto un anfibolo, molto somigliante a quello della tinguaite di Cabo Frio studiato da F. E. Wright [1]), straordinariamente pleocroico con

$\mathfrak{a}$ giallo verdastro $\mathfrak{b}$ verde bruno $\mathfrak{c}$ verde bottiglia

L'assorbimento è $\mathfrak{c}$ circa $= \mathfrak{b}$, ma tale che le sezioni $\perp \mathfrak{c}$ sono quasi opache anche in lamine sottili. 2 E è piccolissimo: $\mathfrak{c}:c$ non supera, in genere, i 12°.

Nell'orneblenda comune, verde chiara, del Monte Somma io ho trovato $c:\mathfrak{c} = 13\frac{1}{2}°$ per la luce del sodio (su (110)) e $\mathfrak{c}$ = cilestrino grigiastro, $\mathfrak{b}$ giallo olio un po' verdastro.

Negli anfiboli pneumatolitici dei blocchi vesuviani del 1906 io ho fatto le seguenti osservazioni:

Anfibolo rosso bruno. Proprietà ottiche un po' oscillanti, cosa naturale se si pensa che il colore non è sempre lo stesso, il che deve influire specialmente sul pleocroismo. Più spesso si ha

$\mathfrak{a}$ verdiccio chiarissimo $\mathfrak{b}$ giallo miele chiaro $\mathfrak{c}$ giallo bruno

più raramente

$\mathfrak{c}$ bruno chiaro $\mathfrak{b}$ giallo canario cupo;

in ogni caso l'assorbimento è $\mathfrak{c} > \mathfrak{b} > \mathfrak{a}$.

---

[1]) Tschermak's min. petrog. Mitth., 1901, XX, 285.

Su (110) $c:\mathfrak{c} = 20^\circ$-$26^\circ$; su (010) $c:\mathfrak{c}$ raggiunge i 32°-33° [1]).

Anfibolo nero A. Il pleocroismo costantemente osservato è $\mathfrak{a}$ bruno chiarissimo, alquanto verdastro $\mathfrak{b}$ bruno rossastro $\mathfrak{c}$ verde olivastro

$$\mathfrak{b} \geq \mathfrak{c} > \mathfrak{a}.$$

La differenza nell'assorbimento tra $\mathfrak{b}$ e $\mathfrak{c}$ è molto piccola, tuttavia quasi sempre nettamente osservabile. Su (110) $c:\mathfrak{c}$ 20°-24°, su (010) $c:\mathfrak{c} = 30^\circ$.

In cristalli analoghi di altri blocchi Lacroix (35) ha determinato $\gamma - \alpha = 0{,}014$ e ha visto che l'angolo degli assi ottici intorno alla bisettrice acuta positiva è assai grande.

Anfibolo nero B. Su (110) $c:\mathfrak{c} = 10^\circ$-$12^\circ$, su (010) $c:\mathfrak{c} = 18^\circ$. Pleocroismo $\mathfrak{a}$ bruno verdognolo chiarissimo $\mathfrak{b}$ bruno giallastro intenso $\mathfrak{c}$ verde olivastro.

L'assorbimento è $\mathfrak{c}$ quasi uguale $\mathfrak{b} > \mathfrak{a}$. Tra $\mathfrak{b}$ e $\mathfrak{c}$ non vi è quasi differenza, $\mathfrak{c}$ è alquanto $> \mathfrak{b}$.

Nell'anfibolo giallo bruno io ho trovato $c:\mathfrak{c} = 20^\circ$ (su (110)).

Tutti questi anfiboli pneumatolitici del 1906 arroventati per tre ore in un crogiolo di platino si trasformano in un anfibolo con estinzioni più basse delle primitive, e pleocroismo $\mathfrak{c}$ olivastro bruniccio $\mathfrak{b}$ color olio un po' brunastro, con assorbimento $\mathfrak{c} > \mathfrak{b}$.

Nella sabbia caduta a Napoli e a Trieste in seguito all'eruzione dell'aprile 1906 Tertsch (32) osservò piccole laminette di un anfibolo bruno, con $c:\mathfrak{c} = 12^\circ$ (su (110)) e $\mathfrak{c}$ bruno scuro, $\mathfrak{a}$ giallo chiaro.

Durezza quasi 6: peso spec. 3,282 Rammelsberg (18), 3,298 Berwerth (27), 3,313 Haefcke (30), 3,283 Penfield e Stanley (34). Tutte queste determinazioni sono state eseguite nel materiale dei blocchi del Monte Somma, esclusi quelli di leucotefrite. Per l'anfibolo pneumatolitico di questi ultimi vom Rath dette 3,235, per quello di un blocco del 1822 lo stesso vom Rath 3,112; i cristalli dei blocchi del 1906 secondo Lacroix (35) hanno peso specifico 3,18.

Comp. chimica. Come recentemente hanno dimostrato Penfield e Stanley, è riconducibile alla formula generale $RSiO_3$.

Le analisi finora note sono le seguenti: I Rammelsberg (18), II Berwerth (27), III Haefcke (30), IV Penfield e Stanley (34): tutte e quattro queste analisi si riferiscono all'anfibolo dei blocchi del Monte Somma, esclusi quelli di leucotefrite. Per l'anfibolo pneumatolitico dei blocchi di leucotefrite rigettati dal Monte Somma o dal Vesuvio si hanno le analisi che seguono: V del Monte Somma, VI dei blocchi vesuviani del 1822, ambedue eseguite da vom Rath (25); VII dei blocchi del 1906 Pisani (in (35)).

---

[1]) Lacroix ((35), pag. 74) ha confermato le mie osservazioni.

	I	II	III	IV	V	VI	VII
SiO_2	39.62	39.80	38.84	39.48	41.7	41.7	41.50
TiO_2	—	—	—	0.30	—	—	2.42
Al_2O_3	14.20	14.28	13.70	12.99	9.5	8.3	6.60
Fe_2O_3	6.00	2.56	6.63	7.25	17.7	14.7	12.32
FeO	11.03	19.02	10.90	10.73			5.30
MnO	0.30	—	—	1.00	—	—	non det.
MgO	10.72	9.10	11.41	11.47	13.4	16.5	15.89
CaO	12.62	10.73	11.70	12.01	13.4	14.5	11.70
Na_2O	0.55	1.79	3.08	1.70	4.3	4.3	2.33
K_2O	3.37	2.85	2.61	2.39			1.85
H_2O	0.37	1.42	1.74	0.76	—	—	0.37
F	—	—	0.70	0.05	—	—	0.45
Perdita a 170°	—	—	—	0.12	—	—	—
	98.78	101.55	101.31	100.25	100.0 [1]	100.0 [1]	100.73

Gli anfiboli del Vesuvio e del Monte Somma al cannello fondono: dagli acidi sono poco attaccati. Secondo Kenngott (20) l'anfibolo che accompagna il sanidino ha polvere grigio-verdastra, con forte reazione alcalina, che si ottiene più lentamente dopo l'arroventamento, in seguito al quale la polvere stessa diventa bruno grigia.

Alterazioni. Kenngott (17) ha descritto dei cristalli con la forma dell'anfibolo, lunghi circa 1 cm., cambiati in un aggregato di laminette di biotite, parallele a {100} dell'anfibolo. La trasformazione di quest'ultimo minerale in biotite è stata osservata anche da Lacroix ((31), pag. 457) nelle sanidiniti a leucite.

Giacitura. Al Monte Somma l'anfibolo è sopratutto abbondante nei blocchi sanidinici (sanidiniti a sodalite, sanidiniti a leucite, microsieniti nefeliniche o sodalitiche), nei quali è accompagnato specialmente al pirosseno. In tutte queste rocce l'anfibolo si rinviene sia nella massa che nelle cavità, ed in queste ultime presenta assai spesso dei superbi cristalli, specialmente nelle sanidiniti a sodalite che hanno subito dei fenomeni di corrosione pneumatolitica. In alcuni di questi blocchi l'anfibolo non è disposto irregolarmente, ma forma, invece, delle zonature allungate ovvero grossolanamente circolari.

I lunghi cristalli descritti, somiglianti all'epidoto, furono trovati nelle cavità aperte in masse abbastanza considerevoli composte quasi esclusivamente di anfibolo lamellare.

Giacitura completamente diversa ha l'anfibolo che si rinviene insieme al granato, in certi blocchi costituiti in gran prevalenza da questo minerale. Si tratta, in questi casi, di blocchi calcarei trasformati, e lo stesso è da dire per l'anfibolo che si trova qualche volta nei blocchi a humite, specialmente nelle parti ricche in magnetite, ovvero nelle geodi dei blocchi di forsterite, mica e augite, o di augite e mica prevalenti. I cristalli a struttura scheletriforme descritti a pag. 170, che raggiungono fino 15 mm. di lunghezza e 10 di larghezza, sono stati trovati incastonati appunto in un blocco di forsterite, mica e pirosseno.

In condizioni analoghe si presentano dei grossi cristalli imperfetti, che superano anche i 2 cm. nella loro maggiore dimensione, trovati incastonati in un blocco assai curioso, composto di calcite in granuli arrotondati e di forsterite (o olivina).

Mierisch (28) ha affermato che nelle geodi dei tipici blocchi calcarei l'anfibolo non è stato mai trovato. L'affermazione è senza dubbio inesatta. Nel Museo di Napoli si trova, infatti, un grande, tipico blocco calcareo, con una vasta geode tappezzata da grandi cri-

[1]) Gli alcali furono determinati da vom Rath per differenza: egli non tenne conto della perdita per calcinazione trovata uguale a 0.30 % nell'an. V, a 0.24 % nella VI.

stalli di idocrasio, da abbondante anfibolo verde più o meno scuro, in bellissimi cristalli lunghi fino 15 e più mm. e da scarsa natrodavyna. Questo anfibolo è da riferirsi, con tutta probabilità, alla orneblenda comune.

L'anfibolo è, inoltre, un costituente di varie rocce descritte da Lacroix (35) e, cioè, delle pomici bianche di Pompei, delle leucititi endomorfizzate per ingestione di calcare, delle fonoliti a grandi cristalli di sanidino, delle monzoniti.

L'anfibolo pneumatolitico dei blocchi di leucotefrite del Monte Somma era noto già a Monticelli e Covelli (8): si trova nelle cellette di tali blocchi insieme a varî minerali, specialmente sanidino, sodalite, magnetite, augite, qualche volta anche con le zeoliti. Nei blocchi rigettati dal Vesuvio l'anfibolo è stato riconosciuto più tardi. Già nel 1823 Monticelli e Covelli (6) hanno parlato dei cristalli acicolari giallognoli e degli altri neri, lucidissimi, opachi, che erano evidentemente di anfibolo, ma dei quali non poterono riconoscere la natura, rinvenuti nei blocchi dell'eruzione del 1822; ancora nel 1839 il Monticelli (19) poneva queste ed altre sostanze analoghe, di color vario fra il bruno rossiccio e il bruno nericcio, fra le sostanze dubbie, non analizzate, quantunque già nel 1831 il Donati (11) avesse scritto che nel 1822 si era formata una varietà di lava con anfibolo bruno capillare. Come si è già riferito nella parte generale del presente lavoro, A. v. Humboldt riferì che negli incendì vesuviani del 1822 e del 1850 si era formato l'anfibolo per sublimazione, e finalmente Scacchi (16) riconobbe che « l'anfibolo è la specie di silicato che più abbondevolmente si rinviene generato per sublimazione ». Nei blocchi del 1822 l'anfibolo è stato trovato da Scacchi (16) insieme al granato, da vom Rath (25) con l'augite. Scacchi (16) ha rinvenuto l'anfibolo anche nei blocchi del 1839 e delle successive eruzioni fino al 1850 [1]); in quelli del 1839 era accompagnato, secondo Lacroix ((35), pag. 89), dalla sodalite. Nei blocchi del 1822, del 1872 e del 1906 molto porosi, ricchi in ematite ed anche in acmite-augite microscopica, è stato abbastanza frequente un anfibolo rosso-bruno, che raramente, però, e soltanto nel 1906, ha presentato cristalli ben misurabili e ricchi di facce, da me determinati. Nei blocchi del 1872 da A. Scacchi (24) e in quelli del 1906 da me sono stati trovati anche degli anfiboli giallo-bruni, da aghiformi a capillari, che non di rado occupavano da soli le druse o le cellette, ovvero erano uniti a microsommite ed augite nei blocchi del 1906, all'oligisto e talvolta anche al granato in quelli del 1872. L'anfibolo nero è di gran lunga il più frequente nei blocchi rigettati dal Vesuvio. In quelli del 1872 Scacchi (24) lo rinvenne insieme a leucite, poca ematite, mica, ovvero a granato, pirosseno, mica, microsommite, ematite, magnetite, in altri blocchi con la sodalite sola, oppure con questo minerale ed anche leucite e pirosseno. Nei blocchi del 1906 io ho trovato l'anfibolo nero non di rado solo, spesso anche insieme a magnetite e sodalite, ovvero a quest'ultimo minerale soltanto. Lacroix ((35), pag. 70) ha descritto i proietti di leucotefriti doleritiche modificate, nelle cui cavità miarolitiche l'anfibolo nero era accompagnato da sanidino, sodalite, augite verde, microsommite, magnetite e apatite, ed assai ampiamente ((35), pag. 88-93) si è, poi, occupato dei blocchi che egli ha chiamato a orneblenda, nei quali questo minerale è insieme a magnetite, anortite, leucite, più raramente biotite e talvolta anche titanite. In alcuni blocchi l'anfibolo è associato anche al vetro, come già aveva avuto occasione di osservare nel 1872 A. Scacchi (24).

Sulle pareti delle fenditure delle lave l'anfibolo è raro, e fu già ricordato dal Fuchs (22).

Osservazione. Gli anfiboli che abbiamo descritti, del Monte Somma e del Vesuvio, appartengono a diversi tipi ben distinti, che io non mi sono ritenuto autorizzato a separare e per questa ragione li ho descritti col nome generalissimo di anfiboli. Soltanto nell'avvenire, quando saranno stati meglio studiati gli anfiboli di

---

[1]) Probabilmente durante l'incendio del 1850 era stato proiettato un grande masso di lava semivitrea trovato nel fondo del cratere nel luglio 1851, che presentava numerose fenditure piene di cristalli di anfibolo di colore bruno-nericcio (Scacchi (29)).

altre località e si potrà procedere ad una sintesi delle nostre conoscenze, si saprà con esattezza come suddividere gli anfiboli del nostro vulcano da un punto di vista generale. Per ora stimo opportuno limitarmi a elencare i differenti anfiboli dei quali si è parlato nelle pagine precedenti.

Al Monte Somma o al Vesuvio abbiamo:

1° Orneblenda comune, non frequente.

2° Un anfibolo nero o verde nero, frequente nelle sanidiniti e nei blocchi rigettati dal Vesuvio, e che è il più comune nel nostro vulcano. Io (33) l'ho avvicinato alla catoforite di Brögger, sopratutto per il suo pleocroismo nelle tinte brune o olivastre, per le estinzioni elevate e specialmente, poi, per lo schema di assorbimento $\mathfrak{b} > \mathfrak{c} > \mathfrak{a}$. Altri anfiboli, molto somiglianti a questi, e pure molto comuni, si allontanano dalla catoforite e si avvicinano di più alla orneblenda comune: hanno, infatti, estinzioni più basse e l'assorbimento è $\mathfrak{c} \geqq \mathfrak{b} > \mathfrak{a}$, con differenza piccola o nulla fra $\mathfrak{b}$ e $\mathfrak{c}$. Secondo ogni probabilità, identici a questi anfiboli del Vesuvio e del Monte Somma sono gli anfiboli che Riva [1]) ha pure riferito alla catoforite, di certe rocce di Vivara e quello, considerato ugualmente dal Riva [2]) come assai vicino allo stesso minerale, della trachiandesite della Caprara (cratere di Astroni). All'avvicinamento alla catoforite da me proposto Lacroix ((35), pag. 90) ha obbiettato che la catoforite tipica si distingue dal nostro anfibolo per non averne esattamente le tinte del pleocroismo, per la forte dispersione e per il piccolo angolo assiale. Il Lacroix preferirebbe, perciò, farne un tipo speciale di orneblenda. Certo, se si tien conto della grande diffusione di questi anfiboli non soltanto al Monte Somma e al Vesuvio, ma anche nella regione flegrea, della sufficiente costanza dei loro caratteri e della composizione chimica pure non molto mutevole, apparirebbe assai opportuno il riunirli sotto un nome speciale. Ma io confesso che mi manca proprio il coraggio di arricchire con un nome nuovo la lista già troppo lunga delle varietà di anfibolo.

3° Un anfibolo prossimo a quello di Cabo Frio, studiato da Wright, che si rinviene nelle fonoliti a facies tinguaitica e con proprietà poco diverse anche nelle sanidiniti [3]), secondo Lacroix.

4° Un anfibolo rosso bruno, finora trovato soltanto nei blocchi rigettati dal Vesuvio nel 1822 (rutilo? di Covelli), nel 1872 e nel 1906, che si confonde per le sue proprietà, specialmente cristallografiche, con quello del Monte Arany.

---

[1]) Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, 1900, X, N. 8, pag. 12 e 19.

[2]) Ibidem, 1902, XI, N. 8, pag. 41.

[3]) In queste, però, sia Mierisch, che io abbiamo sempre osservato anfiboli con estinzioni piuttosto elevate.

GRUPPO NEFELINA

CALIOFILITE — NEFELINA — NATRODAVYNA — DAVYNA — MICROSOMMITE CANCRINITE — CALCIOCANCRINITE

Lo studio delle relazioni che passano tra questi minerali sarà esposto alla fine del capitolo. Per evitare inutili ripetizioni nelle citazioni bibliografiche si è creduto opportuno di riunire in un solo elenco la letteratura di tutto il gruppo.

1. 1773. J. J. Ferber, Briefe aus Welschland ecc. pag. 224 della traduzione francese del Dietrich.
2. 1775. J. v. Born, Lythophylacium Bornanium, II, 73.
3. 1779. Déme ste, Lettres sur la Minéralogie, I, 248.
4. 1783. De Romé De l'Isle, Cristallographie, II, 254 (nota 144) e 293.
5. 1798. J. C. Delamétherie, Théorie de la Terre.
6. 1798. Vauquelin, Bulletin Soc. Philomatique, pag. 13.
7. 1801. R. J. Haüy, Traité de Minéralogie, III, 186.
8. 1821. J. Berzelius, Die Anwendung des Löthrohrs etc., pag. 205.
9. 1821. J. A. Arfvedson, Kongl. Vetenskaps Academ. Handlingar pag. 147 anche Schweigger's Journal für Chem. und Phys., 1822, XXXIV, 207.
10. 1821. J. N. Fuchs. Schweigger's, Journal für Chem. und Phys., XXXIII, 337.
11. 1822. R. J. Haüy, Traité de Minéralogie, 2e Éd., II, 347.
12. 1823. T. Monticelli e N. Covelli, Storia de' fenomeni del Vesuvio avvenuti negli anni 1821, 1822 e parte del 1823, 2a Ed. Opere dell'Abate Monticelli, II, 303.
13. 1823. Poulett-Scrope, Quart. Journ. of Sc., XV, 175.
14. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 110 e 405.
15. 1825. W. Haidinger, Mineralogy of Mohs, II, 250.
16. 1827. W. Haidinger, Pogg. Ann., XI, 470.
17. 1832. F. S. Beudant, Traité élémentaire de Minéralogie.
18. 1833. G. Rose, Krystallographie pag. 160 (contiene anche il sunto di alcune ricerche di Mitscherlich).
19. 1838. A. Lévy, Description d'une collection de minéraux etc., I, 442.
20. 1839. N. Covelli, Atti R. Accad. delle Scienze di Napoli IV, Mineralogia, pag. 17. Memoria letta il 21 novembre 1826.
21. 1839. Mohs-Zippe, Anfangsgründe der Naturgeschichte des Mineralreiches, II, 276.
22. 1840. T. Scheerer, Pogg. Ann., XLIX, 359.
23. 1841. A. Breithaupt (e C F. Plattner), Pogg. Ann., LIII, 145, 147.
24. 1842. A. Scacchi, Rend. R. Accad. delle Scienze di Napoli, pag. 129.
25. 1844. T. Monticelli, Atti R. Accad. delle Scienze di Napoli, V, 141. Memoria letta il 19 giugno 1832.
26. 1844. W. Phillips, Treatise on Mineralogy by F. Alger, pag. 219.
27. 1846. M. Hörnes, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 776.
28. 1847. A. Dufrénoy, Traité de Minéralogie, III, 404.
29. 1847. A. Breithaupt, Vollständiges Handbuch der Mineralogie, pag. 472, Fig. 279.
30. 1848. G. Sillem, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 402.
31. 1852. W. H. Miller, Introduction to Mineralogy, by the late Wm. Phillips, pag. 359.
32. 1852. A. Scacchi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze di Napoli, pag. 110.
33. 1853. A. Scacchi, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 261.
34. 1853. A. Scacchi, Pogg. Ann., Erg.-Bd. III, 478.
35. 1854-1857. N. v. Kokscharow, Materialien zur Mineralogie Russlands, II, 159.
36. 1858. F. Hessenberg, Mineralogische Notizen, II, 10.
37. 1859. C. F. Rammelsberg, Zeitsch. d. d. geol. Gesellsch., XI, 500.

38. 1860. C. F. Rammelsberg, Pogg. Ann., CIX, 583.
39. 1862. A. Des Cloizeaux, Manuel de Minéralogie, pag. 286.
40. 1863. R. Blum, Die Pseudomorphosen des Mineralreiches, 3 Nachtr., pag. 76.
41. 1865. N. v. Kokscharow, Bull. de l'Acad. des Sciences de St. Petersbourg, VI, 560; anche Materialien zur Mineralogie Russlands, IX, 247.
42. 1867. G. A. Kenngott, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 432, 779.
43. 1869. C. W. C. Fuchs, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 180.
44. 1872. G. vom Rath, Pogg. Ann., CXLVII, 264.
45. 1872. G. Strüver, Atti R. Accad. delle Scienze di Torino, VII, 329.
46. 1872. A. Scacchi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 213.
47. 1872. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, V, N. 22.
48. 1873. G. vom Rath, Sitzungsberichte der preuss. Akad. der Wissensch. zu Berlin, 27 marzo; anche Pogg. Ann., 1873, Erg.-Bd VI, 372.
49. 1874. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, VI, N. 9, pag. 60.
50. 1875. C. F. Rammelsberg, Handbuch der Mineralchemie, pag. 448.
51. 1876. C. F. Rammelsberg, Sitzungsberichte der preuss. Akad. der Wissensch. zu Berlin, pag. 695.
52. 1876. A. Scacchi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 67.
53. 1877. C. F. Rammelsberg, Zeitsch. d. d. Geol. Gesellsch., XXIX, 77.
54. 1878. P. Groth, Die Mineralien-Sammlung der Kaiser-Wilhelms-Universität Strassburg, pag. 205.
55. 1878. H. Rauff, Zeitsch. für Kryst., II, 468.
56. 1882. A. Madelung, Zeitsch. für Kryst., VII, 75.
57. 1882. E. Bertrand, Bulletin de la Soc. franç. de Minér., V, 141.
58. 1882. H. Baumhauer, Zeitsch. für Kryst., VI, 209.
59. 1883. C. Tenne, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., II, 334.
60. 1883. G. Freda, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 251.
61. 1885. Wolff e Wadsworth in H. Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie der Mineralien, pag. 358.
62. 1885. E. Scacchi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 310.
63. 1885. G. Guiscardi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 181.
64. 1886. B. Mierisch, Tschermak's min. petr. Mitth., VIII, 156-163.
65. 1888. E. Scacchi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 486.
66. 1889. P. Groth, Tabellarische Uebersicht der Mineralien, pag. 124.
67. 1889. A. Scacchi, Catalogo dei minerali e delle rocce vesuviane ecc., pag. 35.
68. 1890. C. Doelter, Tschermak's min. petrog. Mitth., XI, 326.
69. 1891. H. Baumhauer, Zeitsch. für Kryst., XVIII, 614.
70. 1892. E. Dana, System of Mineralogy, pag. 423 e seg.
71. 1892. C. Hintze, Handbuch der Mineralogie, II, 853 e seg.
72. 1894. K. Zimányi, Zeitsch. für Kryst., XXII, 333.
73. 1894. H. Baumhauer, Die Resultate der Aetzmethode, ecc.
74. 1895. H. Traube, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., Beil.-Bd. IX, 466.
75. 1895. St. Thugutt, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s, w., Beil.-Bd. IX, 585.
76. 1899 E. Kaiser, Zeitsch. für Kryst., XXXI, 28.
77. 1900. F. Wallérant, Compt. rend., CXXX, 275.
78. 1901. F. Wallérant, Compt. rend., CXXXII, 178.
79. 1902. C. Doelter, Tschermak's min. petr. Mitth., XXI, 15.
80. 1902. E. v. Fedorow, Zeitsch. für Kryst., XXXV, 101.
81. 1902. C. Doelter, Centralblatt für Min. Geol. u. s. w., pag. 426.
82. 1904. E. v. Fedorow, Zeitsch. für Kryst., XXXVIII, 467.
83. 1906. F. Zambonini, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, XIII, N. 8, pag. 36.
84. 1907. A. Lacroix, Nouvelles Archives du Muséum, (4e) IX.
85. 1907. J. Morozewicz, Bulletin de l'Acad. des Sciences de Cracovie, pag. 958.

CALIOFILITE $KAlSiO_4$

(Beudantina, Facelite)

Nel 1826 N. Covelli (20) descriveva sotto il nome di *beudantina* un nuovo minerale, prima confuso con la pseudonefelina, e che risultò cristallizzare in forme esagonali prossime a quelle della nefelina: l'analisi chimica dimostrò che era formato da un allumosilicato di potassio. Nel 1841 A. Breithaupt (23), tratto in inganno dalla quasi identità degli angoli della piramide fondamentale e del peso specifico nella beudantina e nella nefelina, concluse per l'identità dei due minerali, e l'anno seguente dello stesso avviso si mostrava Scacchi (24). Dopo ciò la memoria di Covelli rimase così profondamente seppellita, che nei trattati di Dana e di Hintze la beudantina non è ricordata nemmeno incidentalmente.

Nel 1886, e, cioè, sessant'anni dopo che Covelli aveva letto il suo lavoro all'Accademia di Napoli, B. Mierisch (64) pubblicava la descrizione di un nuovo minerale del Monte Somma, per il quale proponeva, a ricordare la sua composizione, il nome di caliofilite: due anni più tardi E. Scacchi (65), indipendentemente da Mierisch, studiava lo stesso minerale [1]) e lo chiamava *facellite* [2]) per indicare che si rinviene in fascetti. Nè Mierisch, nè Scacchi ebbero conoscenza del lavoro di Covelli, altrimenti si sarebbero facilmente accorti della identità del loro minerale con la beudantina. Essendo la descrizione del Covelli completa ed esatta, il nome che egli propose dovrebbe essere richiamato in uso, ma, tenendo conto del fatto che esiste già in mineralogia un minerale ben definito denominato beudantite, non è possibile farlo, e bisogna, perciò, adoperare il nome proposto da Mierisch, che è di due anni più antico di quello di E. Scacchi.

Sistema cristallino: esagonale (classe emimorfa-emiedrica).

Il sistema cristallino risulta già dalla descrizione del Covelli, quantunque egli abbia scritto che il « tipo dunque della Beudantina è un prisma dritto a base rombica, i di cui angoli sono 60° e 120° », perchè egli ha giustamente osservato che il suo minerale possedeva un solo asse ottico. Mierisch si limitò a riferire che la caliofilite è uniassica, senza decidersi tra il sistema tetragonale e l'esagonale o romboedrico: E. Scacchi dimostrò definitivamente che la caliofilite è esagonale, avendo potuto misurare in alcuni cristallini l'angolo del prisma, che trovò $= 60°$. H. Traube (74) ha stabilito che la pseudonefelite di Capo di Bove [3]) è, in base alle figure di corrosione emimorfa-emiedrica come la nefelina: io ho ottenuto in alcune tavolette di sfaldatura tratte da alcuni cristalli di caliofilite del Monte Somma delle nitide figure di corrosione, che confermano perfettamente le esperienze di Traube.

$$a:c = 0.8388 \quad \text{N. Covelli}$$

Per l'angolo *pm* Covelli ha trovato, col goniometro a riflessione, 45°55′, dal qual valore segue il rapporto $a:c$ riferito: Breithaupt (23) ha ottenuto un valore vicinissimo, e cioè 45°56′. In base a questi dati, le costanti della caliofilite si confondono con quelle

---

[1]) Che Mierisch e Scacchi abbiano avuto tra le mani lo stesso minerale è indiscutibile, come verrà provato in seguito.

[2]) Hintze ((71), pag. 96) ha modificato il nome proposto da E. Scacchi in facelite, perchè, secondo i filologi, φάκελος è l'ortografia esatta.

[3]) Secondo le mie osservazioni, comunicate alla R. Accademia delle Scienze Fisiche e Matematiche di Napoli nella seduta del 9 aprile 1910, la pseudonefelite di Capo di Bove è assai prossima alla caliofilite, rispondendo la sua composizione alla formula $(Na, K) Al Si O_4$.

della nefelina, e questo fatto è troppo importante, perchè io non cercassi di poterlo confermare. Disgraziatamente, tra i molti fascetti di caliofilite del Museo di Napoli che ho esaminato, non ne ho rinvenuto neppure uno con facce di bipiramidi atte ad essere esattamente misurate: in due soltanto ho trovato due faccette imperfette, inclinate sulla base di circa 44°-45°, che corrispondono, perciò, alla bipiramide di Covelli, che forma, appunto, con la base un angolo di 44°5'. Che gli angoli della caliofilite sieno vicinissimi a quelli della nefelina risulta anche dalle misure eseguite sui cristallini di pseudonefelite di Capo di Bove [1]), che hanno fornito angoli vicinissimi a quelli trovati da Covelli e da Breithaupt.

Forme: $c\{0001\}$ $m\{10\bar{1}0\}$ $a\{11\bar{2}0\}$ $p\{10\bar{1}1\}$.

Furono tutte osservate già da Covelli: E. Scacchi ha trovato *cm*, io tutte le forme indicate. Nel lavoro di Covelli è spesso fatto riferimento ad una tavola di disegni che, disgraziatamente, non sono stati pubblicati: e, quindi, difficile decifrare con assoluta certezza tutte le combinazioni indicate da Covelli: quelle sicuramente osservate sono *cm*, *cmp*, *cma*, che ho rinvenuto anch'io.

Cristalli isolati di caliofilite devono essere estremamente rari: in generale il minerale si presenta in aghetti molto allungati secondo l'asse principale, riuniti in fascetti, ora in posizione parallela, ora, come aveva notato già Covelli, irregolarmente. Questi fasci di aghi, che talvolta sono coperti da una lieve patina di calcite, raggiungono in qualche caso dimensioni considerevoli, potendo arrivare fino a circa 4 cm. di lunghezza, con una larghezza, però, non superiore ai 5 mm. Questi fasci sono attraversati da numerose giunture trasversali, descritte pure da Covelli, che rappresentano le tracce di una sfaldatura basale pressochè perfetta [2]). Mierisch nelle sezioni microscopiche ha osservato anche tracce di sfaldatura secondo $\{10\bar{1}0\}$, che, però, secondo quello che io ho potuto vedere, non esiste con certezza, almeno come sfaldatura ben accennata. Gli aghetti presentano spesso al microscopio dei canali vuoti, descritti da Mierisch, e che ho osservato anch'io. Un'interessante varietà di caliofilite è formata da esili fili bianchi con aspetto cotonoso.

Lo splendore è vitreo, un po' volgente al setaceo: i singoli aghetti sono incolori e trasparenti: i fascetti, specialmente quelli un po' grandi, hanno colore grigio-giallastro chiarissimo e sono semitrasparenti.

Otticamente uniassica, negativa, come aveva trovato già Covelli: anomalie ottiche non ne ho osservate nelle sezioni basali di fascetti risultanti da pochi aghi in accrescimento perfettamente parallelo: in quelle di fasci più grossi, irregolari, talvolta la croce nera si apre alquanto.

Durezza: quasi 6 (secondo E. Scacchi), il che va d'accordo con i dati di Covelli (« riga il vetro »): peso spec. 2,67 (Covelli), 2,631 (Breithaupt), 2,602 (Mierisch), 2,4926 (E. Scacchi). Il valore dato da E. Scacchi è, senza dubbio, troppo basso: per un cristallino, limpido, purissimo della facelite originale io ho trovato, col metodo della sospensione, 2,628, in accordo perfetto con Breithaupt e sufficiente con Covelli e Mierisch.

---

[1]) Io ho in essi trovato $cp = 44°1'$ e non può, perciò, sussistere alcun dubbio sull'omeomorfismo dei silicati $K\,Al\,Si\,O_4$ e $(Na, K)\,Al\,Si\,O_4$ con la nefelina.

[2]) Nella pseudonefelina di Capo di Bove questa sfaldatura basale non esiste; è, perciò, probabile che quella osservata nella caliofilite vesuviana rappresenti, più che una vera sfaldatura, una direzione di scorrimento.

Comp. chimica. $KAlSiO_4$ secondo le analisi di Covelli I, Mierisch II, III, Bischof (in Mierisch) IV, E. Scacchi V e VI.

	I	II	III	IV	V	VI
SiO_2	40.43	37.45	—	37.05	37.73	38.66
Al_2O_3	33.07	32.43	—	29.47	33.33	—
Fe_2O_3	—	—	—	2.73	—	—
CaO	3.07	2.18	—	1.01	—	—
K_2O	22.25	27.20	28.49	—	29.30	29.47
Na_2O	non det.	2.26	1.10	—	0.37	—
Perdita per calc.	—	—	—	1.08	—	—
	98.82	101.52			100.73	

Con gli acidi gelatinizza: al cannello fonde in un bottone di vetro translucido (Covelli).

Giacitura. La caliofilite si trova raramente al Monte Somma in blocchi formati prevalentemente da augite e mica: talvolta anche nelle geodi dei blocchi calcarei, le pareti delle quali sono « spalmate da un intonaco di pirossena granulare, e qualche volta dalla sola mica granulare o in piccoli cristalli. Sopra questa specie di intonaco giacciono i cristalli della Beudantina, ora impiantati per le basi, ora distesi ». Così Covelli descriveva il modo di presentarsi del minerale da lui scoperto, e questa giacitura della caliofilite è stata confermata da E. Scacchi: in alcuni rari campioni io ho potuto verificare l'esattezza della descrizione del Covelli.

Osservazioni. Sulla identità della beudantina con la caliofilite e la facelite non può sorgere dubbio, dato il completo accordo esistente tra le proprietà assegnate da Covelli al suo minerale e quelle descritte specialmente da E. Scacchi. Le piccole differenze tra l'analisi di Covelli e quelle di Mierisch e Scacchi dipendono, evidentemente, in parte da errori analitici ed in parte, probabilmente, anche da minor purezza del materiale analizzato da Covelli. Del resto, se si ammette che nell'analisi da questi pubblicata la perdita sia dovuta a Na_2O non dosato, si ha il seguente rapporto: $SiO_2 : Al_2O_3 : (K_2O, CaO, Na_2O) = 2{,}07 : 1 : 1$, vicinissimo a quello $2 : 1 : 1$ richiesto dalla formula $KAlSiO_4$.

Hintze ((71), pag. 96) ha considerato caliofilite e facelite come due distinti minerali, ed ha insistito in questo errore anche dopo che Dana ((70), pag. 427) e Zirkel [1]) avevano affermata l'identità dei due minerali, che, sempre secondo Hintze, sarebbe « noch nicht erwiesen ». Ma essi presentano un così completo accordo in tutte le loro proprietà, che, evidentemente, non è possibile pensare a separarli, specialmente ora che si è dimostrata inesistente l'unica differenza che sembrava aversi, quella, cioè, relativa al peso specifico.

È probabile che i cristalli *cma* descritti da Kenngott ((42), pag. 779) come nefelina, ma che presentavano netta sfaldatura basale, sieno stati di caliofilite. La loro polvere aveva forte reazione alcalina, non influenzata dall'arroventamento del minerale.

---

[1]) Zarncke's liter. Centralbl. 1890, 827 (citato secondo Hintze (71), pag. 869).

NEFELINA

(Sommite)

Secondo Dana (70), è da riferirsi alla nostra nefelina un minerale del Monte Somma descritto da Ferber (1) così: « colonnes de schoerl blanc transparent hexagones, avec on sans piramides à leur sommet », e da v. Born (2) come « Basaltes crystallisatus albus crystallis prismaticis », ma a me sembra che queste descrizioni si adattino bene anche alla sodalite, dimodochè non mi pare accertato che i minerali dei quali si sono occupati Ferber e v. Born sieno identici alla nefelina. Altrettanto è da dire per i cristalli in prismi esaedri o dodecaedri troncati, trovati su dei gruppi di giacinti del Vesuvio, dei quali parlano Demeste (3) e Romé de l'Isle (4), che possono aver appartenuto sia alla nefelina, sia alla sodalite. Il primo che abbia distinto come una specie a sè la nefelina è stato Delamétherie (5), il quale propose di chiamarla *sommite*, per ricordare la località in cui era stata scoperta. Haüy (7), come è noto, introdusse nella scienza il nome di *nefelina* « c'est à dire nebuleux » in allusione al fatto che i cristalli s'intorbidano sotto l'azione dell'acido nitrico. Monticelli e Covelli (14) distinsero dalla nefelina la *pseudonefelina*, ma, in seguito, Covelli (20) dimostrò che una parte di questa pseudonefelina costituiva un nuovo minerale, la caliofilite (beudantina), della quale si è parlato, e Scacchi (33), più tardi, identificò il resto con la sodalite.

Sotto il nome di nefelina noi riuniremo soltanto quelle varietà nelle quali la sfaldatura secondo {0001} o {10$\bar{1}$0} è imperfettissima o manca pressochè completamente, e che non contengono nè Cl, nè SO_4, nè CO_3, almeno in quantità apprezzabili.

Sistema cristallino: esagonale (classe emimorfa emiedrica).

La nefelina è stata determinata come esagonale già da Haüy (7) ed è stata ritenuta oloedrica fino a quando Baumhauer (58), mediante le figure di corrosione, ha potuto dimostrare la sua appartenenza alla 23ma classe.

Tenne (59) ottenne figure di corrosione asimmetriche soltanto sulle facce di prisma di quei cristalli che presentavano anomalie angolari, ma Baumhauer riuscì a produrle anche sulle facce di prisma con anomalie piccolissime e trascurabili, ed i suoi risultati furono pienamente confermati e completati da Traube (74). Le ricerche di Baumhauer e di Traube hanno anche dimostrato che i cristalli di nefelina apparentemente unici sono, in realtà, geminati complicati [1]).

$a:c = 1:0.8389$ N. v. Kokscharow (35)

Questa costante, che è quella comunemente adottata, è stata calcolata dal valore ottenuto dal Kokscharow per l'angolo $pp = 40°43'$ in un solo cristallo: numerose misure eseguite prima e dopo da altri studiosi si accordano perfettamente con le costanti di Kokscharow, ad eccezione dei valori dati da Haüy (11) e da Beudant (17) per l'angolo cq, che sono evidentemente errati [2]). Le costanti che si possono calcolare dagli angoli fondamentali dei varî autori sono riunite nella seguente tabella [3])

---

[1]) Wallerant (77 e 78) considera i cristalli di nefelina come formati da due individui romboedrici geminati secondo [111], che così determinano un complesso apparentemente esagonale. Fedorow (80) ha eseguito delle ricerche teoriche sulle forme della nefelina e della microsommite, che non è qui il caso di riferire.

[2]) Haüy e Beudant danno per l'angolo della bipiramide osservata con la base 151°53′ e 152° rispettivamente, mentre cq nella nefelina è 154°9′ (angoli veri).

[3]) Lévy (19) ha dato $cp = 45°$ circa: gli angoli di A. Scacchi (24) non è certo che si riferiscano soltanto alla nefelina, avendo in quel lavoro Scacchi trattato insieme dei diversi mi-

Autore	$a:c$	Angolo fondamentale
Haidinger (15)	1:0.8378	$cp = 44°3'$
Breithaupt (23)	1:0.8388	cp 44 4
Baumhauer (69)	1:0.8384	zm 27 19
Kaiser (76)	1:8.8385	cp 44 4.3

Forme: $c\{0001\}$ $m\{10\bar{1}0\}$ $a\{11\bar{2}0\}$ $\chi\{51\bar{6}0\}$ $z\{20\bar{2}1\}$ $p\{10\bar{1}1\}$ $q\{10\bar{1}2\}$ $s\{11\bar{2}1\}$: dubbia è $n\{21\bar{3}0\}$.

Queste sono le uniche forme che, secondo le mie ricerche, esistono nella nefelina propriamente detta. Tutte le altre indicate da Dana e da Hintze per la nefelina del Monte Somma sono state, invece, come si vedrà in seguito, osservate in un minerale della serie davyna-microsommite, che io distinguo col nome di natrodavyna.

A questo proposito non è inutile osservare che Strüver nei cristalli di nefelina dei blocchi dei Monti Albani non ha rinvenuto altre forme che *cmanpqz*, le quali, ad eccezione di *n*, sono precisamente quelle che si trovano nei cristalli del Monte Somma.

Delamétherie (5) conobbe *c*, *m*, *a* e due piramidi, Haüy (11) *cmq* [1]), Phillips (26) e Beudant (17) *cmpq*, Haidinger (15), Lévy (19), Dufrénoy (28), Miller (31), Kokscharow (35), E. Scacchi (62) *cmapz*, Baumhauer (69) *cmpz*, Kaiser (76) *cma* χ*zpqs*. A. Scacchi sia nel suo lavoro del 1842 (24) che nel *Catalogo* del 1889 (67) ricordò, nelle due varietà (*i*, *k*) alle quali « più comunemente suol darsi il nome di nefelina », soltanto poche forme e precisamente *cmapz*, che sono le sole osservate dalla maggior parte degli autori [2]). Nei molti cristalli di nefelina da me studiati io ho trovato tutte le forme indicate nell'elenco, all'infuori di χ: in alcuni ho notato anche tracce di un prisma dodecagono con faccette esilissime aventi la posizione di $\{21\bar{3}0\}$, ma non ho potuto eseguire misure così precise da togliere ogni dubbio sul simbolo.

Secondo le mie osservazioni, i cristalli di nefelina del Monte Somma presentano due tipi estremi, non frequenti, costituiti da cristalli tabulari secondo la base ovvero allungati nella direzione dell'asse *c*, tra i quali si trovano i cristalli più comuni, che sono di solito cortamente prismatici o tozzi secondo l'asse verticale. Nella maggior parte dei casi le sole forme esistenti sono *c*, *m*, alle quali possono aggiungersi alcune faccette (raramente tutte quelle che sarebbero richieste dalla simmetria esagonale) di *p* e di *a*: non sono frequenti i cristalli nei quali *z*, *p*, *q* si rinvengono contemporaneamente e con facce non troppo esili. Di queste tre bipiramidi quella che sovente domina è *p*: la grandezza relativa delle diverse facce di una stessa

---

nerali del gruppo nefelina. Anzi, nel *Catalogo* del 1889 (67) risulta senza possibilità di dubbio che l'angolo fondamentale $cp = 43°59'$ è stato misurato non nella nefelina, ma nel minerale che io chiamo natrodavyna. Nel suo scritto del 1876 (52) A. Scacchi non ha comunicato alcuna misura di cristalli di nefelina, e quindi il rapporto $a:c = 1:0.8390$ calcolato da Kaiser (76) non si riferisce, come questi ha creduto, alla nefelina, ma alla microsommite del Vesuvio.

[1]) Identifico con la nostra $q\{10\bar{1}2\}$ la bipiramide di Haüy e di Beudant della quale si è parlato nella nota [2]) a pag. 182.

[2]) Nelle varietà *f*, *g*, *h* che pure appartengono alla nefelina, secondo i miei studî, Scacchi ha trovato anche *q*, *s*. Rammelsberg (37) ricorda, senza riportare alcun valore angolare, le forme *cmapqz* ed $e\{11\bar{2}2\}$, ma io credo assai probabile che quest'ultima forma sia stata scambiata con $s\{11\bar{2}1\}$, tanto più che *e* non è stata osservata da altri nella nefelina, mentre invece *s*, non citata dal Rammelsberg, è abbastanza comune.

bipiramide è, per altro, molto variabile. Le fig. 38-40 rappresentano alcuni dei cristalli più notevoli e danno un'idea del vario aspetto della nefelina del Monte Somma.

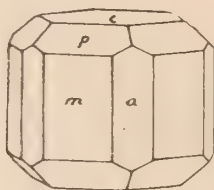



Fig. 38.

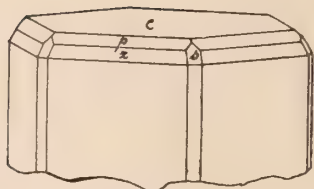



Fig. 39.

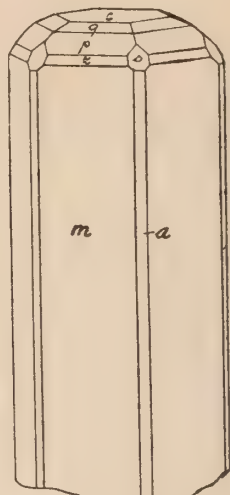



Fig. 40.

Le principali combinazioni finora osservate sono le seguenti:

cm da quasi tutti
cmq Haüy
cmp da quasi tutti
cma Lévy, Dufrénoy, Zambonini
cmap Lévy, Kenngott, Zambonini
cmapz Lévy, Miller, Dufrénoy, Kokscharow, Baumhauer, Zambonini, etc.
cmaqpz Zambonini
cmapzs »
cmapzqs Kaiser, Zambonini
cmaχpqs Kaiser.

Le facce sono per lo più piane e regolari, alcune volte, invece, profondamente corrose: la corrosione investe di solito le facce della base od anche delle bipiramidi, e risparmia, generalmente, quelle dei prismi. Le facce della base sono, del resto, sovente irregolari, formate da molte vicinali pochissimo inclinate le une sulle altre, ovvero presentano già ad occhio nudo delle piccole protuberanze, formate da tronchi di cono assai schiacciati, che furono descritte da Guiscardi (63).

Le dimensioni sono molto variabili: da cristalli piccolissimi si va ad altri (rari) che raggiungono i 2 cm. nella loro maggiore dimensione.

Per la nefelina del Monte Somma è generalmente affermata l'esistenza di sfaldatura imperfetta secondo *c* ed *m*, ma io non posso associarmi a tale indicazione, perchè con l'attento esame di numerosi cristalli della vera nefelina ho potuto sincerarmi che le indicate sfaldature in realtà non esistono o sono di una tale imperfezione, che non possono certo confondersi con dei veri e propri clivaggi. Non è, quindi, improbabile che molte delle notizie su queste pretese sfaldature che si tro-

vano nella letteratura sieno dovute semplicemente all'aver confuso con la nefelina la caliofilite, la natrodavyna, la davyna e la microsommite nelle quali, con diversa facilità, le dette sfaldature sono osservabili [1]).

Splendore vitreo di solito molto pronunciato; colore variabile: comunemente la nefelina è incolora, o leggermente gialliccia o bianchiccia: in qualche caso è verdiccia ed allora il colore è dovuto a numerose inclusioni di pirosseno, come Monticelli (25) aveva riconosciuto già nel 1832.

La doppia rifrazione è debole e negativa; le anomalie ottiche non sono mai molto pronunciate: una debolissima biassicità fu osservata, però, da Madelung (56) nel 1862. Degli indici di rifrazione esistono le seguenti determinazioni (eseguite tutte con la luce del sodio):

	Des Cloizeaux (39)	Wolff (61)	Wadsworth (61)	Zimányi (72)
ω	1.539 — 1.542	1.5416	1.5427	1.5424
ε	1.534 — 1.537	1.5376	1.5378	1.5375
ω — ε	0.003	0.0040	0.0049	0.0049

La nefelina del Monte Somma contiene spesso inclusioni vetrose e di soluzioni saline (con cristalli di Na Cl) ed anche mica ed augite, talvolta in gran quantità (Mierisch (64)). Io ho osservato inclusi nei cristalli di nefelina anche idocrasio bruno e granato nero e giallo bruno: in alcuni esemplari il granato è abbondante.

Durezza appena inferiore a 6: peso spec. 3,2741 (Haüy), 2560 (Mohs), (Scheerer) 3,25 a 3,2741 (Monticelli e Covelli): tutti questi valori sono errati, specialmente quelli di Haüy e Monticelli e Covelli. Determinazioni esatte sono state eseguite da Haidinger (16) 2,592, Breithaupt (23) 2,633-2,637, Rammelsberg (53) 2,600-2,609, Morozewicz (85) 2,64. I valori di Rammelsber sono da considerarsi decisamente come troppo bassi: alcune determinazioni da me eseguite mi portano a confermare i risultati di Breithaupt e di Morozewicz, anzi col metodo della sospensione in alcuni frammentini purissimi ho trovato 2,65.

Il punto di fusione T_1 secondo Doelter (79) è 1095°, la temperatura T_2 alla quale si ha liquido mobile è 1115°. In seguito Doelter (81) ha trovato da 1120° a 1135°.

Comp. chimica. $\overset{I}{R}\,Al\,Si\,O_4 \,.\, n\, \overset{I}{R}_2Al_2Si_3O_{10} \,.\, (\overset{I}{R} = Na\,,K)$. Piccole quantità dei metalli alcalini sono sostituite da Ca e Mg [2]).

---

[1]) È vero che Mierisch (64) riferisce che al microscopio « quasi sempre » si osservano le tracce di una sfaldatura $\{10\bar{1}0\}$, ma aggiunge che non sono mai nitide, e che la nefelina si distingue dal sanidino, oltre che per altre proprietà, per la mancanza di una netta sfaldatura. Ed io stesso, esaminando delle sezioni di sanidiniti ricche in nefelina ho potuto persuadermi della grande imperfezione delle fessure di sfaldatura di questo minerale, ben diverse da quelle che si osservano quando esistono clivaggi anche soltanto abbastanza imperfetti.

[2]) Per le ragioni che fanno preferire questa formula a quelle proposte da Morozewicz (85) si consulti il mio *Contributo allo studio dei silicati idrati* (Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, 1908, XIV, N. 1, pag. 52-53). La dimostrazione ora fatta che la caliofilite K Al Si O_4 è cristallograficamente vicinissima alla nefelina toglie ogni base a Morozewicz che voleva in quest'ul-

La prima analisi I della nefelina del Monte Somma è stata eseguita da Vauquelin (6), il quale, per altro, non rinvenne nel minerale che silice ed allumina, dimodochè la nefelina sembrava avere la stessa composizione della cianite. Berzelius (8), in base al comportamento al cannello, ritenne che la nefelina dovesse avere, invece, una composizione diversa da quella della cianite, e ciò invogliò Arfwedson (9) a rianalizzare il nostro minerale, nel quale scoprì una quantità considerevole di sodio II. Ad Arfwedson non riuscì, mediante l'acido tartarico, di svelare l'esistenza del potassio nel cloruro di sodio ottenuto dalla nefelina, esistenza che doveva essere accertata da J. N. Fuchs (10), che contemporaneamente ad Arfwedson studiava la nefelina. Il Fuchs pubblicò un'analisi incompleta III.

Ricerche più precise furono poi eseguite da Th. Scheerer (con Francis (22) IV, V, VI, Rammelsberg ((37) (53)) VII, VIII, IX, X, XI, H. Rauff (55) XII, XII, XIV, St. Thugutt (75) XV, J. Morozewicz (85) XVI, XVII.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
SiO_2	46	44.11	45.9	44.03	44.29	44.04	43.56	44.77	44.88	44.63	45.65
Al_2O_3	49	33.73	32.4	33.28	33.04	34.06	32.18	34.94	34.37	34.39	34.27
Fe_2O_3	1	—	—	0.65	0.39	0.44	—	—	—	—	—
CaO	2	—	—	1.77	1.82	2.01	0.30	0.50	0.54	0.67	tr.
MgO	—	—	tr.	—	—	tr.	0.15	—	—	—	—
Na_2O	—	20.46	20.0 [1]	15.44	14.93	15.91	16.25	15.33	15.40	15.31	16.35
K_2O	—	—		4.94	4.72	4.52	7.14	4.47	4.87	4.93	4.32
Perdita per calc.	—	0.62	—	0.21	0.21	0.21	—	—	—	—	—
	98	98.92		100.32	99.40	101.19	99.58	100.01	100.06	99.93	100.59

	XII	XIII	XIV	XV	XVI	XVII
SiO_2	43.91	44.41	43.79	42.28	42.53	43.34
TiO_2	—	—	—	—	0.01	tr.
Al_2O_3	33.56	33.47	32.80	33.15	33.92	33.75
Fe_2O_3	—	—	—	—	0.30	0.50
CaO	1.58	1.76	1.32	2.54	1.97	2.20
MgO	0.23	0.14	0.20	—	0.07	0.24
Na_2O	15.58	16.19	16.23	14.68	15.12	15.66
K_2O	4.93	4.54	4.82	6.19	5.82	4.34
Perdita per calc.	0.14	0.12	0.23	1.30	0.13	0.23
Inclusioni	—	—	—	1.01	0.24	—
	99.93	100.63	99.39	101.15	100.11	100.26

Scheerer (22) nella nefelina del Monte Somma ha trovato anche piccole quantità di Cl e di SO_3 (in due esperienze 0,22 Cl 0,10 SO_3; 0,05 Cl tr. SO_3). Anche Rauff constatò l'esistenza del cloro, non, però, quella dell'acido solforico, che fu, per altro, confermata da Kaiser (76). Morozewicz (85) nel materiale dell'analisi XVI non trovò nè Cl, nè SO_3, in quella della XVII soltanto tracce di cloro. Kaiser nella sostanza impiegata

timo minerale il potassio esclusivamente sotto forma di $K_2Al_2Si_3O_{10}$ o $K_2Al_2Si_{2\frac{1}{2}}O_9$, e soltanto il sodio allo stato di NaAlSiO$_4$ (o $Na_2Al_2Si_2O_8$).

Del resto, non pochi fatti sperimentali parlano in favore dell'esistenza del silicato $Na_2Al_2Si_3O_{10}$ nella nefelina. Mi limiterò a citare le esperienze di Thugutt (l. cit.) sulla formazione di natrolite dalla nefelina e quelle recentissime e decisive di R. C. Wallace (Zeitsch. für anorg. Chemie 1909, XXIII, 1) il quale ha ottenuto una nefelina puramente sodica, $Na_8Al_8Si_9O_{34}$.

[1]) NaCl + KCl = 34.5 %.

da Rauff per la sua analisi XIV ha notato anche una netta reazione di CO_2, ed ha ritenuto che « probabilissimamente » l'anidride carbonica è legata al calcio e, quindi, la tenue quantità di questo elemento data dalle analisi è estranea alla nefelina fresca, come aveva opinato già Rammelsberg (53). L'ipotesi di Kaiser è, però, del tutto insostenibile: basta, per persuadersene, pensare che le tracce di CO_2 che egli ha osservate non possono combinarsi che ad una frazione piccolissima del calcio trovato nelle analisi eseguite da studiosi distintissimi, in epoche e con metodi molto diversi. Io, poi, avendo fatto agire l'acido cloridrico su dei frammenti di cristallini limpidi e trasparenti di nefelina, non ho potuto constatare l'esistenza di CO_2 nemmeno in tracce, mentre la ricerca microchimica del calcio ha dato risultato positivo. Che il calcio nella nefelina sia da considerarsi come un sostituente dei metalli alcalini è stato, del resto, dimostrato già da Rauff e di nuovo, più recentemente, dal Morozewicz. Quanto alle tracce di Cl e di SO_3 osservate talvolta nella nefelina, è estremamente probabile che esse sieno dovute non già a miscela isomorfa coi cloro e solfatosilicati della serie davyna-microsommite, ma, invece, semplicemente alle inclusioni liquide con cristalli di Na Cl descritte da Mierisch, e che contengono, almeno in qualche caso, anche tracce di solfati, come ho potuto stabilire io stesso.

La nefelina del Monte Somma si scioglie completamente nell'acido cloridrico diluito: con lo stesso acido concentrato gelatinizza. Al cannello fonde difficilmente in un vetro bolloso. Secondo Kenngott (42) la polvere dà netta reazione alcalina, più lentamente dopo l'arroventamento.

Thugutt (75) ha studiato l'azione di una soluzione acquosa al 2 % di carbonato potassico sulla nefelina dell'analisi XV; Doelter (68) quella dell'acqua satura di CO_2.

Alterazioni. Piuttosto raramente s'incontrano delle pseudomorfosi di sodalite su nefelina, che furono osservate e descritte per la prima volta da Strüver (45). Si tratta di cristalli piuttosto grandi, rinvenuti nelle geodi di sanidiniti pneumatolitiche, che a prima vista sembrano prismi esagoni, ma che, esaminati attentamente, si mostrano composti, esternamente, di tanti rombododecaedri di sodalite, mentre nell'interno esiste spesso ancora un nucleo irregolare di nefelina inalterata. Secondo Strüver, i rombododecaedri di sodalite sono di solito in posizione parallela, in modo da avere una delle diagonali del cubo parallela all'asse *c* della nefelina. Questa trasformazione della nefelina in sodalite è stata da me osservata anche nei cristalli delle geodi di alcuni blocchi calcarei, nei quali la nefelina era accompagnata da granato ed idocrasio.

La trasformazione avviene, secondo Strüver, per azione di acque contenenti cloruro sodico sulla nefelina, e la supposizione di Strüver fu pienamente confermata, alcuni anni più tardi, dalle esperienze di Lemberg [1].

Giacitura. La nefelina è un minerale abbastanza frequente al Monte Somma e si trova sopratutto in bei cristallini nelle geodine delle sanidiniti a sodalite: delle sanidiniti pneumatoliche, ricche in granato; delle microsieniti nefeliniche e sodalitiche ad idocrasio e di quelle a sodalite con struttura foyaitica; delle fonoliti a grandi cristalli di sanidino. In queste rocce e nelle trachiti micacee la nefelina forma anche fenocristalli, talvolta abbastanza grandi (Lacroix (84), pag. 137, 139, 144, 145). Più di rado la nefelina si rinviene nelle geodi dei blocchi calcarei metamorfosati, insieme a mica, humite, idocrasio, granato.

Nefelina tipica pneumatolitica è stata osservata da Lacroix ((84), pag. 70) e da me soltanto di rado nei blocchi rigettati del 1906, e precisamente insieme a microsommite, sanidino, sodalite, augite, magnetite ed apatite nelle cavità di alcuni blocchi di leucotefriti doleritiche.

Secondo C. W. C. Fuchs (43) la nefelina sarebbe frequente nelle cavità delle lave sotto forma di aghetti incolori: senza alcun dubbio si ha a che fare, però, con sodalite.

[1]) Zeitsch. d. d. geol. Gesellsch., 1876, XXVIII, 602.

NATRODAVYNA

Nel 1842 A. Scacchi (24) descriveva, come nefelina, dei cristalli ricchi di facce, che « hanno struttura alquanto fibrosa che di poco offende la loro trasparenza, hanno splendore vetroso molto vivace ed in qualche parte riflettono la luce iridata ». Alcuni anni più tardi (34) ne descriveva degli altri, ancor più ricchi di facce, riferendoli, però, alla davyna. Altre notizie dava su questi ultimi più recentemente (67).

Sulla vera natura di tutti questi cristalli si è finora saputo ben poco: Dana li ha considerati appartenenti tutti alla nefelina, mentre Hintze ha creduto di assegnare a questo minerale soltanto i primi descritti, e di porre gli altri tra la davyna. Avendo ristudiato gli originali di Scacchi, ho potuto facilmente sincerarmi che tutti i cristalli su ricordati appartengono alla serie davyna-microsommite, della quale formano, anzi, un termine ben caratterizzato, che io credo opportuno distinguere col nome di *natrodavyna*, che ricorda la sua composizione.

Sistema cristallino: esagonale oloedrico.

Le figure di corrosione da me ottenute dimostrano che questo minerale fa parte, come la davyna già studiata sotto questo punto di vista da Traube (74), della classe diesagonale-bipiramidale

$$a : c = 1 : 0.8360 \quad \text{(Zambonini)}$$

prendendo la stessa forma fondamentale della nefelina, ma, per le ragioni che verranno in seguito esposte, nella natrodavyna è più conveniente porre $a : c = 1 : 1.6720$.

Il valore suddetto di $a : c$ è la media delle seguenti determinazioni:

	Limiti	N.	Media	$a : c$
$(0001) : (10\bar{1}2) =$	25°43′ — 25°48′	13	25°45 $^3/_4$	1 : 0.8359
$: (20\bar{2}3)$	32 44 — 32 47	13	32 45 $^3/_4$	1 : 0.8358
$: (10\bar{1}1)$	43 57 — 44 2	10	43 59 $^1/_2$	1 : 0.8361
$: (20\bar{2}1)$	62 36 — 62 39	15	62 37 $^1/_2$	1 : 0.8363
$: (40\bar{4}1)$	75 27 — 75 31	10	75 29	1 : 0.8362

Le mie misure concordano perfettamente con quelle di Scacchi, il quale per $(0001) : (10\bar{1}1)$ trovò 43°59′.

Forme: A seconda che si prende $c = 0,8360$ o $c = 1,6720$ le forme da me osservate ottengono i seguenti simboli, posti rispettivamente nelle file I e II:

	c	*m*	*a*	*n*	*d*	*g*	*q*	*u*	*t*	*p*
I	$\{0001\}$	$\{10\bar{1}0\}$	$\{11\bar{2}0\}$	$\{21\bar{3}0\}$	$\{31\bar{4}0\}$	$\{20\bar{2}5\}$	$\{10\bar{1}2\}$	$\{40\bar{4}7\}$	$\{20\bar{2}3\}$	$\{10\bar{1}1\}$
II	$\{0001\}$	$\{10\bar{1}0\}$	$\{11\bar{2}0\}$	$\{21\bar{3}0\}$	$\{31\bar{4}0\}$	$\{10\bar{1}5\}$	$\{10\bar{1}4\}$	$\{20\bar{2}7\}$	$\{10\bar{1}3\}$	$\{10\bar{1}2\}$

	f	*z*	*v*	*i*	*x*	*y*	*l*	*r*	*s*
I	$\{40\bar{4}3\}$	$\{20\bar{2}1\}$	$\{30\bar{3}1\}$	$\{10.0.\overline{10}.3\}$	$\{40\bar{4}1\}$	$\{60\bar{6}1\}$	$\{80\bar{8}1\}$	$\{10.0.\overline{10}.1\}$	$\{11\bar{2}1\}$
II	$\{20\bar{2}3\}$	$\{10\bar{1}1\}$	$\{30\bar{3}2\}$	$\{50\bar{5}3\}$	$\{20\bar{2}1\}$	$\{30\bar{3}1\}$	$\{40\bar{4}1\}$	$\{50\bar{5}1\}$	$\{11\bar{2}2\}$

Il semplice confronto delle due serie mostra senz'altro che l'orientazione II è indubbiamente da preferirsi, per la maggiore semplicità che con essa vengono ad acquistare i simboli delle diverse forme. Inoltre, come vedremo, nei cristalli di natrodavyna la bipiramide più sviluppata è quasi sempre z, che con la nuova orientazione viene ad essere presa come fondamentale.

Di tutte queste forme Scacchi nel 1842 conobbe *cmanqtpzs*, alcuni anni dopo (34) aggiunse *gxy* e più recentemente (67) *v*: Kokscharow (41) descrisse cristalli ricchi di facce *cmaqtpzxs*, che Hintze ((71), pag. 860) ha ritenuto appartenere alla nefelina, mentre la loro grande somiglianza con quelli studiati da Scacchi ed ora da me, unitamente alla dimostrata povertà di forme della nefelina, rende pressochè sicura la loro identità con la natrodavyna.

Le forme *efilrd* sono nuove per tutto il gruppo nefelina.

Le bipiramidi esagonali di prima specie della natrodavyna formano una bellissima serie, che ubbidisce perfettamente alla così detta legge di Junghann: il simbolo di ognuna di esse, infatti, risulta dalla somma degli indici di ugual posto delle due bipiramidi tra le quali giace.

Secondo le mie osservazioni, nei cristalli di natrodavyna possono distinguersi due tipi. Il primo (fig. 41) è rappresentato da cristalli pochissimo allungati secondo l'asse *c* (un cristallo misura mm. 6 (*c*) e mm. 5 di larghezza e spessore, un altro rispettivamente mm. 5,5 e 4), nei quali la base è abbastanza estesa, ma talvolta anche ridotta: presentano parecchie bipiramidi di prima specie tutte a facce piuttosto strette. Sono molto ricchi in facce: in essi ho trovato tutte le forme finora note nella natrodavyna. Delle bipiramidi generalmente *z* è la dominante: vengono dopo, per estensione, *t*, *q*, *x*: *p* di solito è sottile. In tutti i cristalli di questo tipo si rinviene, oltre *c*, *a*, *m*, *n*, sempre *qtpzxys*, quasi sempre anche *g* e *v*. Delle forme nuove *l*, *r*, *e*, *i*, *d* furono osservate in un solo cristallo, *f* in due: tutte sono, però, da considerarsi come sicure, avendo presentato diverse facce ed avendo permesso, ad onta della loro sottigliezza, misure esatte e concordanti, in ottimo accordo coi valori calcolati. Tutte le facce sono piane ed hanno splendore vitreo: caratteristico è il fatto che quelle di $\{10\bar{1}0\}$ presentano uno splendore un po' perlaceo e, inoltre, delle strie orizzontali. I cristalli sono semitrasparenti o translucidi; incolori con una punta leggerissima nel bluastro.

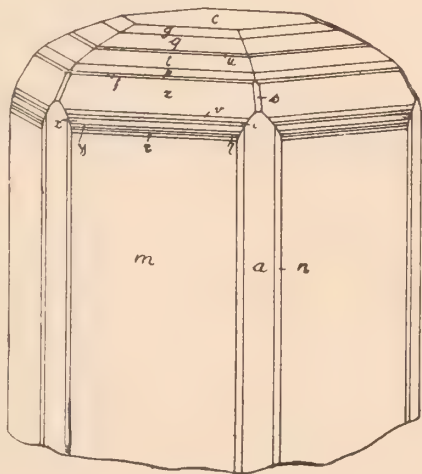
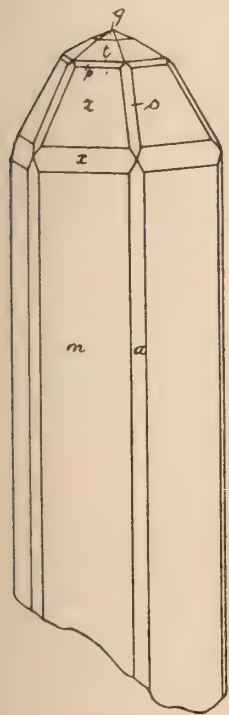



Fig. 41.

All'altro tipo, meno raro, appartengono cristalli sempre molto allungati secondo l'asse *c*, nella direzione del quale raggiungono anche 14 mm., mentre in larghezza misurano di solito soltanto 4-5 mm. Questi cristalli somigliano molto al quarzo: sono impiantati per un estremo di *c* e nella terminazione libera mostrano una bipiramide di prima specie (quasi sempre *z*) fortemente estesa, mentre la base o manca del tutto o è molto ridotta (fig. 42). La somiglianza col quarzo è aumentata dall'irregolare sviluppo delle facce delle bipiramidi e dalle strie orizzontali ben marcate ed abbondanti su $\{10\bar{1}0\}$. I rari cristalli terminati ad ambedue le estremità sembrano emimorfi: da una parte si ha, infatti, l'aspetto descritto, mentre

Fig. 42.

all'altra la base è abbastanza estesa e le facce della bipiramidi sono piuttosto strette, in modo da somigliare al primo tipo. I cristalli dei quali ci occupiamo sono nella parte mediana biancastri e translucidi, incolori e trasparenti, invece, alle estremità: alcuni sono incolori e trasparenti in tutte le parti, meno che in vicinanza del punto d'impianto. Una varietà di questo tipo è costituita da cristalli arrotondati, come molti di quelli dei terreni alluvionali, ma qui si tratta di un fenomeno cristallogenetico che non saprei spiegare.

Nella seguente tabella sono riunite le medie dei principali angoli misurati posti in confronto con i valori teorici dedotti dalla costante $a:c = 1:1{,}6720$.

$(10\bar{1}0):(31\bar{4}0)$	= 13°59′	mis.	13°54′	calc.
$(11\bar{2}0):(31\bar{4}0)$	16 2	»	16 6	»
$(000\bar{1}):(10\bar{1}5)$	21 5 ½	»	21 6 47	»
$:(10\bar{1}4)$	25 45 ¾	»	25 45 54	»
$:(20\bar{2}7)$	28 51	»	28 52 55	»
$:(10\bar{1}3)$	32 45 ½	»	33 45 48	»
$:(10\bar{1}2)$	43 59 ½	»	43 59 22	»
$:(20\bar{2}3)$	52 9 ½	»	52 9 18	»
$:(10\bar{1}1)$	62 37 ½	»	62 37 4	»
$:(30\bar{3}2)$	70 56	»	70 57	»
$:(50\bar{5}3)$	72 55	»	72 44 10	»
$:(20\bar{2}1)$	75 29	»	75 28 50	»
$:(30\bar{3}1)$	80 11 ½	»	80 12 15	»
$:(40\bar{4}1)$	82 38	»	82 37 19	»
$:(50\bar{5}1)$	84 6	»	84 5 9	»

Tutti i cristalli di natrodavyna presentano sfaldatura perfetta parallelamente alle facce del prisma $\{10\bar{1}0\}$.

Durezza circa 6: peso specifico (determinato col metodo della sospensione): 2,49 (cristalli del primo tipo), 2,500 cristalli netti, 2,501 cristalli arrotondati del secondo tipo.

La doppia rifrazione è debole e positiva. Io ho trovato per la luce del sodio

$$\varepsilon = 1.5267 \qquad \omega = 1.5220 \qquad \varepsilon - \omega = 0.0047$$

col totalrefrattometro in un bellissimo cristallo del primo tipo

$$\varepsilon = 1.5261 \qquad \omega = 1.5216 \qquad \varepsilon - \omega = 0.0045$$

col metodo della deviazione minima in un cristallino molto piccolo impiantato su un cristallo grande del primo tipo

$$\varepsilon = 1.5267 \qquad \omega = 1.5219 \qquad \varepsilon = \omega = 0.0048$$

con lo stesso metodo in un cristallo del secondo tipo.

Le diverse determinazioni della densità e degli indici di rifrazione mostrano la completa identità dei differenti tipi di natrodavyna.

Comp. chimica. Si distingue dagli altri membri del gruppo davyna-microsommite per l'assenza del potassio e per l'abbondanza dell'anidride carbonica, come risulta dall'analisi seguente, dovuta a H. Steinmetz [1])

SiO_2 31.01 Al_2O_3 28.04 CaO 13.81 Na_2O 15.66 Cl 4.81 CO_2 5.61 SO_3 (per diff.) 2.14 Sa=101.08
— O eq. 2Cl 1.08 Resta 100.00

Giacitura. I cristalli tipici di natrodavyna sono stati trovati al Monte Somma insieme ad idocrasio, nelle geodi di certi blocchi calcarei metamorfosati, a struttura orbicolare. Si trova anche in riempimenti di druse calcaree, formati da granato, mica, sanidino pirosseno, in cristalli meno belli, ma che possono raggiungere fino 1 cm. secondo l'asse senario, appartenenti al primo tipo. La natrodavyna è stata da me osservata, infine, insieme ad anfibolo e idocrasio, in una grande geode di un blocco calcareo.

DAVYNA — MICROSOMMITE

Sotto il nome di *Davyna* descrissero Monticelli e Covelli nel 1825 (14) un nuovo minerale dei blocchi del Monte Somma, ben distinto dalla nefelina per la sua facile sfaldatura secondo le facce del prisma esagonale dominante nei suoi cristalli e per la sua composizione chimica.

Gli stessi studiosi chiamarono, poi, *Cavolinite*, in onore del naturalista napoletano Filippo Cavolini, un altro minerale, prima considerato come una sottospecie di davyna, che presentava, come questa, la sfaldatura prismatica, ma se ne distingueva per la struttura fibrosa, per lo splendore setaceo e per contenere il potassio, elemento non rinvenuto nella davyna.

Haidinger (16) confermò che la davyna si differenzia dalla nefelina per la sfaldatura e per la minore densità: in base all'aspetto generale ed all'analisi di Covelli ritenne che dovesse porsi fra le zeoliti. Poco dopo, Mitscherlich (in (18)) affermava che la cavolinite non è altro che nefelina, e che la davyna ha gli stessi angoli e gli stesssi costituenti di questo minerale, con poco cloro e calcio in più. Rose (18) confermò l'identità cristallografica dei due minerali, che furono, invece, mantenuti separati da Mohs-Zippe (21). Breithaupt (23), fondandosi sulla sfaldatura, sul peso specifico, sui caratteri chimici (potè stabilire, insieme a Plattner, l'esistenza dell'anidride carbonica nei cristalli limpidi e trasparenti di davyna) concluse che davyna (e cavolinite) e cancrinite sono

---

[1]) Il dott. Steinmetz mi comunica che per la determinazione del silicio, dell'alluminio, del calcio e del sodio decompose il minerale con HCl al 20 % e seguì i soliti metodi. Per determinare il cloro, la natrodavyna finissimamente polverizzata fu coperta con acqua, e quindi vennero aggiunti dapprima acido nitrico diluito e freddo e, subito dopo, nitrato d'argento in eccesso. Allora fu posto tutto a bagno maria, fino a decomposizione completa del minerale.

Dopo aver lasciato in riposo per 14 ore, il cloruro d'argento fu raccolto su un filtro, e, dopo essere stato essicato, fu portato in una navicella di porcellana tarata, riscaldato fino al principio della fusione e poi pesato. Per eliminare l'errore proveniente dalla possibile presenza di silice, il cloruro d'argento fu ridotto in corrente di idrogeno, che era stato purificato mediante soluzioni di KOH, $KMnO_4$, $AgNO_3$, H_2SO_4 ed una spirale di rame rovente.

Il dosamento dell'anidride carbonica venne eseguito così. Il minerale fu intimamente mescolato con cromato di piombo e riscaldato in un tubo da combustione in corrente d'aria secca. L'anidride carbonica venne raccolta da una soluzione di KOH. La temperatura necessaria per la decomposizione è molto elevata, tanto che una volta il tubo da combustione si fuse, e così andarono perduti circa g. 0,3 di sostanza. Questo incidente impedì il dosaggio diretto del residuo SO_4, non essendo stato possibile di sacrificare altro materiale per l'analisi.

identiche. Un anno dopo Scacchi (24) riteneva che i particolari da lui esposti « sulla corrispondenza che incontra osservare tra la struttura dei cristalli di questa specie e gli ordini di faccette che sono sugli spigoli della base sembrano dimostrare l'esistenza di più specie e prestano non lieve appoggio a questa opinione i saggi chimici del Mitscherlich il quale ha rinvenuto un tantino di cloro nella varietà che ha struttura fibrosa, ecc. ». Alcuni anni più tardi, però (33), dimentico di queste sagge parole, scriveva che « Monticelli's Davyn und Cavolinit unterscheiden sich in ihren krystallographischen Merkmalen nicht wesentlich vom Nephelin, die Durchgänge parallel den Seiten-Flächen des Prismas reichen nicht zur Unterscheidung hin ». E da allora nessuno considerò più la davyna come una specie distinta dalla nefelina, ed un minerale analizzato sotto questo nome da Rammelsberg (38) e che aveva la composizione di una cancrinite alquanto più calcifera dell'ordinario fu considerato come un semplice prodotto di alterazione.

Intanto, nei blocchi rigettati dal Vesuvio nel 1872 A. Scacchi (46) scoprì un nuovo minerale, la microsommite, per la quale potè stabilire che aveva una forma cristallina pressochè identica a quella della nefelina, dalla quale, però, si distingueva per contenere quantità considerevoli di Cl, SO_4, Ca. Scacchi riprese in esame, allora (52), la davyna e la cavolinite del Monte Somma, giungendo alla conclusione che questi minerali, almeno in molti casi, hanno la stessa composizione della microsommite. Allo stesso risultato arrivò poco dopo Rauff (55) ed anche Mierisch (64), studiando varî cristalli ricevuti sotto il nome di davyna, ottenne sempre la composizione della microsommite. Sembrava, così, che non dovesse esserci più alcun dubbio sulla identità della davyna (o, almeno, dei minerali che si sono andati diffondendo sotto tal nome) con la microsommite, e sulla loro decisa differenza dalla nefelina. Invece, Scacchi (67) riunì di nuovo insieme, col nome di sommite, la nefelina, la davyna, la cavolinite, osservando, però, che « il dare esatta conoscenza della sommite è lavoro da farsi »: la microsommite fu considerata come una specie distinta.

Groth (66) propose di riunire, sotto il nome di sommite, tutti quei cristalli caratterizzati da una bipiramide esagonale inclinata di circa 25° sulla base, ossia la davyna, la cavolinite e la microsommite: la proposta non fu, però, felice, come giustamente obbiettò Hintze ((71), pag. 874, nota 1), perchè il nome di sommite era stato in origine dato alla nostra attuale nefelina, ed il cambiarne il significato poteva, evidentemente, produrre della confusione. Lo stesso Groth, per altro, non vi insistette [1].

E. Dana (70) riservò il nome di davyna alle varietà ricche in anidride carbonica, con poco o punto Cl e SO_4, prossime per composizione alla cancrinite secondo le analisi di Rammelsberg (38) [2]: nella microsommite riunì le varietà del Vesuvio e del Monte Somma studiate da Scacchi, Rauff e Mierisch, ricche in potassio, Cl, SO_4 e povere in CO_2. La cavolinite fu ritenuta probabilmente prossima alla microsommite.

Hintze (71) considerò davyna, cavolinite e microsommite come un solo minerale, fondandosi sopratutto sulle ricerche di Bertrand (57), che aveva trovato per tutti carattere positivo della birifrazione: ritenne che le analisi di Rammelsberg fossero state eseguite su materiale non fresco.

Finalmente, Lacroix ((84), pag. 83) propose di riserbare il nome di davyna alle varietà debolmente birifrangenti e quello di microsommite, invece, a quelle che io (83) avevo trovato possedere una birifrangenza assai più considerevole. Per la cavolinite, io (83) avevo dimostrato che nei blocchi rigettati del 1906, non costituisce altro che una varietà a splendore setaceo di microsommite: Lacroix confermò questo fatto, e si accertò che anche delle varietà da considerarsi, per la birifrazione, come davyna, possedevano lo splendore serico della cavolinite, sicchè da queste osservazioni combinate potè dedurre che l'opacità relativa e lo splendore setaceo che avevano servito a distinguere la cavolinite non ri-

---

[1]) Cfr. le edizioni successive del *Tabellarische Uebersicht der Mineralien.*

[2]) E. Dana fu di avviso, anzi, che « the existence of a cancrinite-like mineral (al Vesuvio) can hardly be doubted ».

spondevano ad una composizione chimica speciale, ma non rappresentavano altro che una facies sia della davyna, che della microsommite.

Lacroix (84) con l'esame di un campione originale ha potuto dimostrare che l'acantoide, descritta incompletamente da Dufrénoy ((28), pag. 747) [1]) e da Des Cloizeaux ((30), pag. 535) e da quest'ultimo riferita dubbiosamente alla breislakite, non è altro che microsommite.

Sistema cristallino: esagonale oloedrico.

Le figure di corrosione ottenute da Traube (74) nella davyna e quelle che io ho osservato nella microsommite dimostrano che questi minerali appartengono alla classe diesagonale-bipiramidale

$a:c = 1.6815$	Haidinger (16)	Davyna del Monte Somma
1.6806	Breithaupt (23)	» » » »
1.6734	Scacchi (52)	» » » »
1.6709	Scacchi (49)	Microsommite dei blocchi del 1872
1.6756	Kaiser (76)	Davyna del Monte Somma
1.6832	Zambonini	Davyna con facies cavolinitica del Monte Somma
1.6755	Zambonini	Davyna dei blocchi del 1906.

Monticelli e Covelli (14) non eseguirono misure precise nella loro davyna: si limitarono a dire che il valore medio dell'angolo che col prisma dello stesso ordine formano le facce della bipiramide da loro osservata è circa 63°. Haidinger trovò $qq = 25°14'$, Breithaupt $cq = 25°52'50''$, dai quali valori seguono le costanti su riferite, da me calcolate. G. Rose (18) aveva trovato che tra gli angoli della nefelina e quelli della davyna non esistono differenze. Sempre nella davyna [2]) del Monte Somma, Scacchi (52) ottenne $mq = 64°13'$, dal quale angolo segue la costante su indicata, che alcuni trattatisti, come Dana e Hintze, hanno accettato per l'intiero gruppo davyna-microsommite. In cristalli bellissimi a facies cavolinitica del Monte Somma io ho trovato $c = 1,6832$, in base a 15 misure esattissime, ottenendo un accordo assai soddisfacente tra angoli calcolati e misurati:

	Media delle misure	N.	Calc.
cq	$= 25°54\ ^3/_4$	5	$25°55'$
$m'q$	$= 77\ 22\ ^1/_4$	6	$77\ 22\ ^3/_4$
qq	$= 25\ 15\ ^1/_4$	4	$25\ 14\ ^3/_4$

Per la davyna di un rarissimo blocco rigettato dal Vesuvio nel 1906 ho calcolato, da $cz = 62°40'$, la costante 1,6755, che è un po' meno precisa della precedente, avendo dato i cristalli misurati valori alquanto oscillanti [3]). Per la microsommite dei blocchi del 1872 vom Rath (48) dette un valore approssimativo per mg, e, cioè, 68°10', da cui seguirebbe $a:c = 1:1,73$ circa: Scacchi (49) in cristallini atti a buone misure trovò $cq = 25°45'$, dal quale angolo ho calcolato la costante sopra riportata. Date le grandi variazioni nella composizione chimica che esistono nei minerali della serie davyna-microsommite, è ovvio che c debba essere un po' variabile.

Forme: A seconda che si prende $c = 1,6832$ o un valore analogo, come io propongo, ovvero, come si è fatto per lo più finora $c_1 = {}^1/_4\, c$, i simboli delle forme

[1]) Come riferisce Lacroix ((84), pag. 81) l'etichetta del campione del Museum d'Histoire Naturelle da lui studiato è stata scritta da A. Brongniart e porta l'indicazione: « acanthöide de Monticelli ». Lacroix osserva di non aver trovato la descrizione di questa sostanza nel « Prodromo ». Io posso aggiungere che non solo non ce n'è traccia nel *Prodromo*, ma nemmeno nell'*Appendice* al medesimo e nelle Memorie di Monticelli sulle « pelurie lapidee del Vesuvio ».

[2]) Con l'esame delle proprietà ottiche del campione originale di Scacchi ho potuto stabilire che si tratta proprio di termini debolmente birifrangenti della serie.

[3]) I limiti trovati per cz sono 62°35' e 62°43'.

finora note sono i seguenti, posti rispettivamente nelle file I e II:

	c	*m*	*a*	*n*	*d*	*g*	*q*	*t*	*p*	*z*
I	$\{0001\}$	$\{10\bar{1}0\}$	$\{11\bar{2}0\}$	$\{21\bar{3}0\}$	$\{31\bar{4}0\}$	$\{10\bar{1}5\}$	$\{10\bar{1}4\}$	$\{10\bar{1}3\}$	$\{10\bar{1}2\}$	$\{10\bar{1}1\}$
II	$\{0001\}$	$\{10\bar{1}0\}$	$\{11\bar{2}0\}$	$\{21\bar{3}0\}$	$\{31\bar{4}0\}$	$\{40\bar{4}5\}$	$\{10\bar{1}1\}$	$\{40\bar{4}3\}$	$\{20\bar{2}1\}$	$\{40\bar{4}1\}$

	v	*x*	*y*	*s*	*e*
I	$\{30\bar{3}2\}$	$\{20\bar{2}1\}$	$\{30\bar{3}1\}$	$\{11\bar{2}2\}$	$\{11\bar{2}4\}$
II	$\{60\bar{6}1\}$	$\{80\bar{8}1\}$	$\{12.0.\overline{12}.1\}$	$\{22\bar{4}1\}$	$\{11\bar{2}1\}$

Anche qui, come nella natrodavyna, il semplice confronto delle due serie di simboli dimostra i grandi vantaggi della nuova orientazione da me proposta.

Nei blocchi calcarei e negli altri blocchi metamorfici del Monte Somma finora sono stati trovati in gran prevalenza i termini debolmente birifrangenti, che abbiamo convenuto di riunire sotto il nome generale di davyna. Monticelli e Covelli (14), Haidinger (16), Breithaupt (23), Hörnes (27), Sillem (30), riconobbero le forme *cmaq*: Breithaupt, in seguito (29), anche *p*. Hessenberg (36) in un grande cristallo osservò *cmaqpzs*, ma non è improbabile che esso appartenesse, data la relativa ricchezza in bipiramidi esagonali, piuttosto alla natrodavyna [1]). Probabilmente alla davyna sono da riferire i cristalli bianchi, un po' lattiginosi, con le forme *cmaq* ed in un esemplare anche *p* ed una bipiramide diesagonale, smussante con faccette esilissime gli spigoli di combinazione tra *q* e *a*, che furono descritti da Groth (54). Scacchi (52) e Rauff (55) nei cristalli da loro misurati rinvennero *cmanq*.

Io nella davyna del Monte Somma ho osservato *cmanqe*, delle quali l'ultima è nuova per la serie davyna-microsommite [2]).

I cristalli più comuni di davyna presentano di solito le forme *cmaq*, alle quali non di rado si aggiunge *n*, con faccette per lo più esili. Dei due prismi *m* e *a* si può dire che *m* è sempre quello più esteso: *a* è sovente molto subordinato, ma può anche avvicinarsi in grandezza a *m*. La base ha grandezza variabilissima, e può anche mancare, quantunque ciò accada di raro. In relazione con lo sviluppo di *c* sta, naturalmente, quello della bipiramide *q*. I cristalli di davyna sono sovente allungati nella direzione dell'asse *c*, ma molte volte, invece, sono tozzi: rarissime sono delle varietà addirittura tabulari secondo la base, con *q* abbastanza esteso e i due prismi *m*, *a* ridottissimi. Questi cristalli sono o limpidi e trasparenti con splendore vitreo, ovvero più o meno opachi, ed allora sono bianchi e lo splendore è setaceo: non di rado se ne osservano di quelli che sono bianchi, con aspetto setaceo sulle facce di prisma, incolori e vitrei su quelle di *c* e di *q*. Le dimensioni sono variabilissime: da cristalli assai piccoli si va ad altri che raggiungono i 2 cm. nella direzione dell'asse verticale e poco meno di un centimetro perpendicolarmente ad esso. Dei gruppi di cristalli misurano fino 3 cm. secondo l'asse *c*.

---

[1]) Hintze (Handbuch der Mineralogie, II, 875) riferisce alla davyna i cristalli di « pseudonefelina » nei quali Des Cloizeaux (39) riconobbe le forme *cmtz*, ma sulla loro vera natura nulla si può dire.

[2]) Sulla esistenza di questa forma nella nefelina cfr. nota 2 a pag. 183.

Interessanti sono dei piccoli cristalli di aspetto cavolinitico, trovati insieme alla sodalite nella calcite, nei quali ho osservato le forme *cmanqe*; sono assai tozzi secondo l'asse *c*, ed in essi *a* è molto grande, poco meno di *m*: *n* è sottilissima e spesso manca, *e* è sempre piccola e non sempre esiste. Notevole è il fatto, che è pressochè costante in quasi 30 cristalli, che ad un estremo di *c* la base domina più o meno fortemente su *q*, mentre all'altro estremo le facce di quest'ultima sono più grandi e la base è più piccola. Sulle facce di *c* si osservano alle volte delle strie parallele ad uno solo o a due, raramente a tre degli spigoli di combinazione con *q*.

Fin qui abbiamo visto delle davyne caratterizzate dalla bipiramide *q*, di solito sola esistente: ne vedremo adesso delle altre, finora sfuggite agli studiosi del nostro vulcano, nelle quali, invece, si ha molto maggiore ricchezza di forme e la bipiramide dominante è *z*, senza che la composizione chimica si avvicini a quella della natrodavyna. Nella collezione Johnston-Lavis ho visto dei piccoli cristallini isolati, che non superano i due millimetri nella loro maggiore dimensione, schiacciati secondo la base, e che presentano varie particolarità interessanti. Intanto, in tutti è dato osservare un aspetto emimorfico, dovuto al fatto che una delle due facce della base è considerevolmente più estesa dell'altra, il che determina, naturalmente, un differente sviluppo delle facce di *z* ai due estremi dell'asse principale. Notevole ancora è il fatto che sulle facce di $\{10\bar{1}0\}$ si scorge come una sutura, simile a quella che si avrebbe se i cristalli risultassero ciascuno dall'unione di due cristallini in posizione rigorosamente parallela, saldati insieme per una faccia della base. Ma quel che è ancora più interessante è che, mentre le facce di *z* che si trovano dalla parte del cristallo che presenta la faccia più grande di *c*, sono perfettamente piane e regolari, o, tutt'al più, alcune di esse presentano una striatura esilissima parallela in ciascuna allo spigolo di combinazione con la base, le altre hanno un aspetto del tutto diverso e caratteristico. In esse, infatti, si distingue una ristretta porzione, in vicinanza della base, perfettamente regolare, alla quale ne fa seguito un'altra, molto più estesa, profondamente striata. Questi singolari cristalli (uno ne è rappresentato nella fig. 43), che per la loro debole birifrangenza positiva sono senza dubbio da riferirsi alla davyna, presentano le forme *cmzt*, alle quali di solito si aggiungono alcune faccette esilissime e irregolarmente disposte di *a* e di *x*.

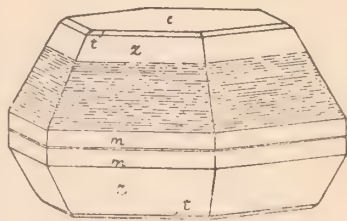



Fig. 43.

Oltre che in netti cristalli, la davyna si rinviene nei blocchi metamorfici del Monte Somma anche in gruppi di cristalli bacillari o in velature setacee abbastanza estese.

Nelle cavità di alcuni blocchi di leucotefrite rigettati dal Monte Somma, appartenenti in parte alla collezione del dott. Johnston-Lavis, ho osservato dei piccoli cristallini incolori, con splendore vitreo ed aspetto quarziforme, somiglianti a quelli che verranno in seguito descritti e rappresentati nella fig. 44. Presentano le forme *cmztq*, qualche volta anche *a* con sottilissime faccette: *c* è sempre piccolissimo e può anche mancare. Dopo *m*, la forma più estesa è *z*, *t* è molto più piccola e *q* è sovente piccolissima. Oltre che per l'habitus, questi cristalli somigliano molto al

quarzo, col quale sono stati talvolta confusi, anche perchè le facce del prisma sono sempre striate, come nel quarzo, parallelamente agli spigoli di combinazione con *z*.

I cristalli di davyna più ricchi di facce finora noti sono stati trovati da me in un unico blocco rigettato dal Vesuvio nel 1906, e rinvenuto nel 1909: è il solo nel quale si è osservata la davyna, invece della microsommite. Le forme che io ho riscontrato in essi sono *cmandqtpzvxys* ed alcune altre non determinate con assoluta certezza, e cioè $t_1\{4.0.\bar{4}.13\}$, $y_1\{50\bar{5}2\}$, $c_1\{1.0.\bar{1}.10\}$, che sarebbero nuove per l'intiero gruppo nefelina. L'habitus di questi cristalli, che sono alquanto cerulei o incolori, ed hanno vivo splendore vitreo, è molto variabile: essi hanno, del resto, sviluppo irregolarissimo. Caratteristico è, però, che tra le bipiramidi domina sempre *z*, e, per lo più, assai fortemente: in alcuni cristalli, anzi, talune delle facce di *z*, alle volte una o due soltanto, sono grandissime, ed i cristalli stessi vengono, così, ad acquistare un aspetto deformato, allungato, difficilmente decifrabile senza esatte misure. Le bipiramidi *qtp*, sempre subordinate, hanno grandezza relativa assai variabile, e in uno stesso cristallo è facile trovare alcune facce di *q* più grandi di quelle di *t* ed altre per le quali accade il contrario. *vxy* sono, specialmente la prima, piuttosto rare, e le loro facce sono sempre esilissime. Solo una volta sono state osservate le nuove forme t_1, y_1, c_1, ciascuna con un'esile faccia, che ha permesso, però, buone misure. La base ora è molto estesa, ora è piccolissima, ora addirittura manca: il prisma *a* è sempre subordinatissimo e non sempre esiste: *n* è rarissimo ed ha facce esilissime. Importante è il ritrovamento in un cristallo del prisma dodecagono $d\{31\bar{4}0\}$, già da me determinato nella natrodavyna. Gli angoli che hanno permesso di stabilire i simboli delle nuove forme sono i seguenti:

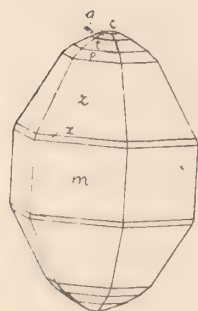
	mis.	calc. (da $c = 1.6755$)
$(0001):(4.0.\bar{4}.13)$	30°46′ mis.	30°46′ calc.
$(10\bar{1}0):(50\bar{5}2)$	11 38 »	11 41 »
$(10\bar{1}0):(1.0.\bar{1}.10)$	78 58 »	79 3 »

Frequenti sono sulle facce del prisma $\{10\bar{1}0\}$ delle gradinate, dovute a combinazione oscillatoria con le bipiramidi $\{h0\bar{h}l\}$. Spesso le dette facce sono anche striate parallelamente agli spigoli di combinazione con le indicate bipiramidi, che possono pure presentare analoga striatura, di solito, però, poco pronunciata. I cristalli studiati, che possono raggiungere, quantunque molto di rado, i 5 mm. nella loro massima estensione, somigliano, qualora si suppongano più o meno idealizzati, ora alla fig. 41, ora alla fig. 42 della natrodavyna: soltanto si devono pensare le facce di *m* assai ridotte in lunghezza. Uno dei cristalli più perfetti, terminato ad ambedue le estremità dell'asse *c*, è rappresentato dalla fig. 44.

Fig. 44.

Le combinazioni finora note nella davyna del Monte Somma sono le seguenti:

cm Monticelli e Covelli, Breithaupt, Zambonini
cma Monticelli e Covelli
cmq » » , Zambonini
maq » » »
cmaq » » , Haidinger, Breithaupt, Hörnes, Groth, Zambonini

maqe Zambonini
manq »
cmaqp Breithaupt
cmanq Scacchi, Rauff, Zambonini
cmaqe Zambonini
cmanqe »
cmaqpzs Hessenberg
cmztq Zambonini — blocchi lavici del Somma
cmaztq » » » » »

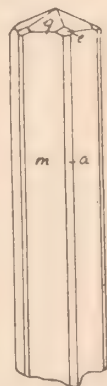
ed in quella del blocco vesuviano del 1906

cmzptq
cmxzptq
myxzptq
cmazptq
cmaxzptq
cmyxzptq
$cmay_1ztqc_1$
$cmaxvzptt_1q$
cmadxzptqs.

I termini riferibili alla microsommite per la loro birifrazione più elevata si trovano specialmente nei blocchi rigettati dal Vesuvio, ed io li ho osservati, quantunque con grande rarità, anche in taluni proietti lavici del Monte Somma, sia nella collezione di Napoli, che in quella del dott. Johnston-Lavis.

Nei cristalli dei blocchi del 1872 vom Rath (48) determinò *cm* ed una bipiramide che è probabilmente *g*: Scacchi (49) *cmaqz*. In quelli del 1906 io trovai (83) *cmaqp*: Lacroix (84) in più osservò *n*. Queste stesse forme io ho determinato anche in alcuni cristallini isolati dai blocchi del 1822. Nei piccolissimi ed esilissimi cristallini dei blocchi di leucotefrite rigettati dal Monte Somma ho trovato *cmaq*. I cristalli di microsommite si presentano per lo più in forma di esili aghetti, allungati secondo l'asse *c*, nella direzione del quale di solito non arrivano a 2-3 mm., mentre lo spessore è veramente minimo. Specialmente nei blocchi del 1906 sono stati frequenti cristalli prismatici, di dimensioni un po' più considerevoli (fino 6 mm. secondo *c*): meno comuni sono stati dei cristalli tozzi. I cristalli dei blocchi vesuviani sono ora trasparenti e vitrei con vivissimo splendore, ora a facies cavolinitica, cioè più o meno setacei. Nei blocchi del 1906 io ho osservato termini numerosi di passaggio fra le due varietà. I cristallini sono di solito incolori o bianchi, raramente di colore carnicino chiaro.

Fig. 45.

Alla microsommite appartengono pure dei cristalli aghiformi, del Monte Somma, molto allungati nella direzione dell'asse principale, nella quale possono raggiungere anche 6-7 mm. di lunghezza. Essi sono stati talvolta confusi con certe varietà di mizzonite. Presentano costantemente la combinazione *maqe* (fig. 45): *e* ha permesso esatte misure

$$(10\bar{1}0):(11\bar{2}4) = 56^\circ 15' \text{ mis.} \qquad 56^\circ 12\,^1/_4{}' \text{ calc. (con } c = 1.6759) \text{ [1]}$$

[1]) Calcolato da $mq = 64^\circ 11'$, media di varie misure concordantissime prese in quei cristallini.

Questi cristallini sono limpidi e trasparenti, con vivissimo splendore vitreo, raramente un po' setaceo.

Sia la davyna che la microsommite presentano sempre sfaldatura perfettissima secondo le facce del prisma $m\{10\bar{1}0\}$.

La davyna e la microsommite sono otticamente uniassiche: anomalie ottiche io non ne ho osservate. Bertrand (57) trovò che questi minerali hanno carattere ottico positivo, e più recentemente Traube (74) rinvenne dei termini negativi. Le osservazioni di Traube, per altro, non richiamarono l'attenzione, tanto che pochi anni fa Lacroix (84) poneva come caratteristica distintiva tra la serie davyna-microsommite e la cancrinite anche il fatto che nella prima il segno ottico è positivo. Io ho trovato che i termini fortemente birifrangenti (microsommite) sono sempre positivi: la davyna, invece, è, spesso, pure positiva, ma non troppo di rado è, al contrario, negativa o anche isotropa. Di queste varietà io ne ho rinvenute non soltanto nei campioni del Museo di Napoli, ma anche in quelli della Collezione Mineralogica della Università di Mosca, che il prof. Vernadskij con squisita cortesia ha messo a mia disposizione. Interessante assai è un bellissimo esemplare del Museo di Napoli, che presenta cristalli bianchi, opachi, con debole splendore alla superficie, che raggiungono perfino 20 mm. tra due facce opposte del prisma m, i quali alla estremità libera di c sono negativi, nella parte centrale sensibilmente monorifrangenti, ed all'estremità per la quale sono impiantati monorifrangenti o positivi: la birifrangenza quando è percepibile è sempre debolissima. Questi cristalli presentano le forme $cmaq$, e per i loro angoli non si differenziano in alcun modo dalla davyna più comune, positiva, precisamente come ha trovato Traube nel suo materiale.

Le determinazioni finora esistenti sono le seguenti:

Davyna del Monte Somma [1] (per la luce del sodio).

$\omega = 1.515$ $\varepsilon = 1.519$	$\varepsilon - \omega = 0.004$	Des Cloizeaux (39): cristalli a facies cavolinitica
$\omega = 1.5174$ $\varepsilon = 1.5199$	$\varepsilon - \omega = 0.0025$	Lacroix (84): cristallo limpido
$\omega = 1.5199$ $\varepsilon = 1.5222$	$\varepsilon - \omega = 0.0023$	Lacroix (84): cristallo a facies cavolinitica
$n = 1.5193$		Zambonini: parti approssimativamente monorifrangenti dei cristalli sopra descritti

vetro rosso [2]	Na	soluzione di solfato di cuprammonio	
$\omega = 1.5185$	1.5187	1.5314	Zambonini: cristalli negativi dell'Università di Mosca
$\varepsilon = 1.5177$	1.5179	1.5301	
$\omega - \varepsilon = 0.0008$	0.0008	0.0013	

[1]) L'osservazione di Mierisch (64), secondo la quale la davyna (da lui chiamata microsommite) del Monte Somma presenterebbe forte birifrangenza, è, senza dubbio, inesatta, almeno come fatto generale. È, però, opportuno ricordare che Lacroix (84) in molte sanidiniti ha rinvenuto dei grandi cristalli di davyna a debole birifrangenza, bordati da una sottile lista di microsommite più birifrangente.

[2]) $\lambda = 653$ ca.

Davyna dei blocchi dell'eruzione del 1906.

	vetro rosso [1])	Na	verde [2])	soluzione di solfato di cuprammonio	
$\varepsilon =$	1.5255	1.5274	1.5281	1.5341	Zambonini
$\omega =$	1.5207	1.5228	1.5238	1.5305	
$\varepsilon - \omega =$	0.0048	0.0046	0.0043	0.0036	

Microsommite dei blocchi vesuviani del 1906 (luce del sodio).

$\omega =$	1.5206	1.5210	1.5210	Zambonini (83)
$\varepsilon =$	1.5287	1.5289	1.5292	
$\varepsilon - \omega =$	0.0081	0.0079	0.0082	

Microsommite del Monte Somma (luce del sodio).

$\omega = 1.5218$ $\varepsilon - \omega = 0,0080$ Zambonini: cristalli descritti a pag. 197
$\varepsilon = 1.5298$

Secondo Mierisch (64) la davyna del Monte Somma presenta spesso inclusioni di ematite ed anche di granato, augite, mica, wollastonite. Nella davyna di un blocco micaceo Mierisch rinvenne pure inclusioni vetrose. Anche inclusioni liquide non sono rare, ma sempre assai minute.

Durezza 6: peso spec. 2,25-2,3 Monticelli e Covelli (14), valore indubbiamente troppo basso, 2,40 Haidinger (16), 2,429, 2,427 Breithaupt (23) (29), 2,444 Rauff (55), 2,45 Lacroix (84) per i cristalli limpidi di davyna del Monte Somma, 2,42-2,53 Scacchi (52) per i cristalli a facies cavolinitica pure del Monte Somma.

Comp. chimica. Verrà discussa in seguito: per ora ci limiteremo a riportare le analisi finora note.

Della davyna del Monte Somma la prima analisi I è di Covelli (14), ma è probabile si riferisca ad un altro minerale. Altre analisi sono state eseguite II da A. Scacchi (52), cristalli a facies cavolinitica, III da Rauff (55), cristalli incolori, IV, pure da Rauff, cristalli giallicci, V da Mierisch (64), cristalli a facies cavolinitica, VI da Traube (74), cristalli otticamente negativi. La davyna dei blocchi vesuviani del 1906 è stata analizzata da me VII. Per la microsommite dei blocchi vesuviani del 1872 si hanno le analisi VIII di vom Rath (48), IX, X, XI di Scacchi (49) per la varietà in cristallini minutissimi, XII, XIII pure di Scacchi (49), per i cristallini nitidi che egli potè misurare.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
SiO_2	42.91	32.21	32.21	32.23	34.30	33.12	31.40	33.0
Al_2O_3	33.28	29.22	28.37	28.98	28.59 [3])	28.60	27.80	29.0
CaO	12.02	12.60	10.59	10.36	9.70	9.91	13.82	11.2
Na_2O	—	10.14	11.30	11.01	[4])	7.22	9.07	8.7
K_2O	—	6.79	7.14	7.11	[4])	11.91	6.07	11.5
Cl	—	6.71	7.09	6.25	0.84	5.14	5.19	9.1
SO_3	—	4.43	3.86	4.11	2.02	2.38	8.78	1.7
CO_2	—	—	1.55	1.26	—	2.88 [5])	—	—
Perdita per calcin.	7.43	—	—	—	4.22	—	—	—
S	—	—	tr.	tr.	—	—	—	—
Fe_2O_3	1.25	—	—	—	—	—	—	—
	96.89	102.10	102.11	101.31		101.16	102.13	104.2

[1]) $\lambda = 653$ ca. [2]) $\lambda = 564$ ca.

[3]) Con piccole quantità di Fe_2O_3.

[4]) In seguito ad un incidente, Mierisch non potè determinare le quantità rispettive di Na_2O e K_2O, ma solo il rapporto $K_2O : Na_2O = 3.65 : 11.10$.

[5]) Determinata per differenza.

	IX	X	XI	XII	XIII
SiO_2	32.12	30.74	31.40	31.70	30.95
Al_2O_3	29.07	31.57	30.37	32.07	31.75
CaO	11.19	10.77	10.84	14.72	14.68
Na_2O	9.89	8.46	9 75	12.45	7.18
K_2O	6.38	8.97	8.36	4.27	11.32
Cl	8.17	7.65	7.64	6.99	5.30
SO_3	6.04	5.17	4.57	—	—
CO_2	—	—	—	—	—
Perdita per calcin.	—	—	—	—	—
S	—	—	—	—	—
	102.86	103.33	102.93	102.20	101.18

La davyna e la microsommite al cannello fondono con una certa difficoltà. Con gli acidi gelatinizzano, e la davyna del Monte Somma dà lieve svolgimento di idrogeno solforato, come notò già Scacchi (52) e confermò Rauff [1]).

Giacitura. Al Monte Somma la davyna si rinviene nei blocchi calcarei più o meno metamorfosati, nella roccia della sarcolite e nelle sanidiniti.

Nelle geodi dei blocci calcarei è abbastanza frequente: è in essi per lo più accompagnata da granato e idocrasio, talvolta anche da sanidino. Certi blocchi, descritti già da Mierisch (64), formati in gran prevalenza da granato e davyna, quasi senza eccezione a facies cavolinitica, vanno considerati come riempimenti drusici di blocchi calcarei, divenuti liberi. Diversi sono altri blocchi calcarei, nelle cui geodi si trova pure la davyna setacea, ma in intime relazioni con la leucite grigia, ed insieme a cristallini di augite, per lo più di tipo fassaitico, e alla meionite. Come già suppose Scacchi (52), in questi casi la davyna con tutta probabilità rappresenta un prodotto di trasformazione pneumatolitica della leucite, analoga a quella che abbiamo visto frequente nella leucite dei blocchi di leucotefrite rigettati dal Vesuvio specialmente nel 1906. Un evidente esempio di questa trasformazione si ha in un campione della collezione Johnston-Lavis, costituito da un blocco calcareo con una geode contenente alcuni cristalli lagrimiformi di leucite accompagnati da augite nera minutissima. La leucite è attraversata e resa scabra da numerosi aghetti, posti anche qua e là in vicinanza, di un minerale della serie davyna-microsommite, un po' più birifrangente del solito, e prossimo, quindi, alla microsommite.

Nella roccia della sarcolite la davyna è un minerale assai frequente, ed è accompagnata da wollastonite, sarcolite, humboldtilite, pirosseno, calcite, ecc. Specialmente quest'ultimo minerale, nelle solite forme dall'aspetto semifuso, si trova nelle geodi con la davyna. È in questi blocchi a sarcolite che sono stati trovati i cristalli più grandi e più belli, sia limpidi e trasparenti, che bianchi e setacei. Alle volte questi blocchi presentano delle geodi ricche in mica, ed è specialmente in esse che i grandi cristalli di davyna si mostrano meno rari.

Nelle geodi delle sanidiniti a sodalite, specialmente in quelle con fenomeni di corrosione pneumatolitica, la davyna non è del tutto rara: è accompagnata da sanidino, granato, wernerite, titanite, ecc. Più spesso ancora si trova nelle sanidiniti a leucite [2]).

Nelle geodine dei blocchi rigettati di leucotefrite del Monte Somma sia la davyna che la microsommite sono decisamente rare. I cristalli di microsommite descritti a pag. 197

---

[1]) Rauff trovò, anzi, in alcune determinazioni 0,05 e 0,08 % S.

[2]) Il blocco descritto da Hessenberg (36), composto di idocrasio, sodalite, nefelina, granato, augite e anfibolo, che nelle geodi conteneva un cristallo di davyna trasparente di un centimetro insieme a idocrasio e sodalite, potrebbe essere sia un riempimento geodico di un blocco calcareo, sia una di quelle porzioni di sanidiniti pneumatolitiche nelle quali non vi è sanidino.

sono stati rinvenuti sulle pareti di una drusa di un blocco di microsienite, insieme a poca mizzonite, con la quale erano stati prima confusi.

Nei blocchi del Vesuvio domina, come si è già detto, di gran lunga la microsommite, la quale richiamò per tempo l'attenzione degli studiosi. Già Monticelli e Covelli (12) e Poulett Scrope (13) osservarono nei blocchi del 1822 [1]) dei cristalli bianchi, in prismi allungati, esagonali, che furono in seguito descritti da Dufrénoy (28) sotto il nome di *acantoide*. Scacchi, poi, (32) ricordava la davyna, accompagnata dall'anfibolo, nelle « cellette di alcuni massi isolati di rocce della medesima natura delle lave ». Soltanto dopo l'eruzione del 1872 fu stabilita, come si è già visto, per opera di A. Scacchi, la vera natura di questi minerali. Nel 1872 la microsommite fu rinvenuta da Scacchi in certi blocchi di una roccia grigia, facilmente disgregabile, contenente parti dure, bollose, insieme ad ematite, ed anche nelle cavità miarolitiche di varî blocchi di leucotefriti, accompagnata specialmente da granato e da ematite, qualche volta anche dall'acmiteaugite e in taluni casi avviluppata da vetro nero.

Nei blocchi del 1906 la microsommite è stata frequentissima [2]). Si è trovata con sanidino, sodalite, augite verde, anfibolo, magnetite e apatite, in un solo caso anche con nefelina, nelle piccole cavità miarolitiche delle leucotefriti doleritiche; nei blocchi di leucotefrite di vario tipo (anche in quelle con vetro ossidianico), insieme ad augite verde scura e magnetite, talvolta, inoltre, ad acmiteaugite ed ematite; in non pochi blocchi bollosi di leucotefriti poco metamorfosate era accompagnata da numerosissime tavolette esilissime di ematite, ovvero da piccoli cristallini di anfibolo nero: in taluni blocchi si può dire che la microsommite era sola. Interessanti sono certi proietti, nei quali le cavità sono tappezzate da cristallini di granato, sui quali riposa la microsommite: essi furono descritti da Lacroix (84), il quale dimostrò anche la loro identità con alcuni del 1872 e del 1822.

Nelle cavità poliedriche di una breccia formata da frammenti di una leucotefrite bruna, Lacroix ha osservato dei cristalli neogenici che trasformano la roccia in aggregati miarolitici nei quali è sparita la struttura cristallina, e che egli considera come inclusi esopoligenici in via di formazione, costituiti da leucite, microsommite, spesso a facies cavolinitica, augite, biotite, olivina, magnetite e anidrite [3]).

Per la davyna (?) formatasi a spese della meionite e descritta da Blum (40) si veda quest'ultimo minerale, come pure si guardi alla sodalite per le pseudomorfosi di microsommite su sodalite.

CANCRINITE

Alla cancrinite io riferisco un minerale analizzato da Rammelsberg (38), che lo aveva ricevuto da A. Scacchi come davyna, e che è stato, finora, per lo più considerato come un prodotto di alterazione della nefelina [4]). A ciò ha forse contribuito anche la descrizione pubblicata da Rammelsberg del materiale da lui analizzato, il quale era « so mürbe, dass er sich leicht zu Pulver reiben lässt; sein Ansehen spricht also auch für den veränderten Zustand einer ursprünglich harten durchsichtigen Substanz ».

Io ritengo assai probabile che la sostanza analizzata da Rammelsberg, che ha una composizione costante e ben definita, rappresenti effettivamente un minerale affine alla

---

[1]) In uno di essi Lacroix (84) ha osservato come minerali geodici microsommite, biotite e apatite: microscopicamente vi ha visto grandi plaghe di sanidino e di microsommite sviluppantesi attraverso a parecchi cristalli di leucite ed inglobanti peciliticamente tutti gli elementi della roccia.

[2]) Per dettagli sulla giacitura si veda il mio lavoro (83) e specialmente quello (84) di Lacroix.

[3]) Nelle geodi degli inclusi di un grande blocco di leucotefrite compatta Lacroix ha notato la microsommite setacea associata alla biotite, in forma di prismi riuniti ad assi paralleli, che inglobano dei cristalli di augite verde e ne sopportano degli altri.

[4]) Cfr. pag. 192, dove è ricordata la diversa opinione di E. Dana.

cancrinite. In favore di questo modo di vedere parla anche la grande variabilità di composizione osservata nella davyna-microsommite, il ritrovamento di termini puramente sodici e ricchi in carbonio (natrodavyna) e quello della calciocancrinite.

Le analisi di Rammelsberg sono le seguenti:

	SiO_2	Al_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O	CO_2	H_2O	Cl	Sa
I	38.76	28.10	9.32	15.72	1.10	5.63	1.96	tr.	100.59
II	36.81	28.66	10.33	15.86	1.21	6.01	—		
III	36.96	28.31	9.39	—	—	6.04	—		

Per la sua composizione la cancrinite del Monte Somma è vicinissima a quelle tipiche di Mias, del Langesund, di Lichtfield, ecc., dalle quali si differenzia soltanto per contenere una piccola quantità di calcio in più e di idrogeno in meno.

CALCIOCANCRINITE

Sotto il nome di *Kalkcancrinit*, che io credo opportuno di modificare alquanto, cambiandolo in *calciocancrinite*, Lemberg [1]) ha descritto un minerale trovato al Monte Somma insieme a calcite, wollastonite e granato bruno, in forma di granuli birifrangenti, incolori, trasparenti, senza netta sfaldatura, con durezza = 6. Per la loro composizione, il Lemberg trovò:

SiO_2 39.82 Al_2O_3 33.54 CaO 22.72 Na_2O 0.76 CO_2 4.00 Sa = 100.84.

In base a questa analisi, Lemberg considerò il minerale da lui studiato come una specie di cancrinite calcica. Con l'acico cloridrico a freddo la calciocancrinite non dà effervescenza: a caldo si scioglie completamente con svolgimento di CO_2: concentrando la soluzione, si separa silice gelatinosa.

Io non ho mai osservato al Monte Somma un minerale comparabile a quello descritto da Lemberg: in condizioni analoghe possono rinvenirsi, invece, la meionite e l'anortite, due minerali, cioè, coi quali la calciocancrinite presenta una somiglianza grandissima di composizione. Ma, d'altra parte, il fatto che i granelli studiati da Lemberg erano trasparenti, rende poco probabile che si sia trattato di miscela di anortite (o meionite) con calcite. Nè è da dimenticare che l'esistenza di una cancrinite puramente calcica non ha nulla di inverosimile: anzi, al contrario, appare probabilissima. Il minerale di Lemberg potrebbe, quindi, effettivamente rappresentare una calciocancrinite, tanto più, che, come vedremo, la sua composizione si può benissimo calcolare con le formule che valgono per tutto il sottogruppo cancrinite. Tuttavia, non va dimenticato che la sostanza bianca descritta da Freda come un prodotto di trasformazione della leucite, e che egli, appunto, aveva considerato come una davyna particolarmente ricca in calcio, sicchè io, prima di poterla studiare (vedi pag. 135), l'avevo dubitativamente riferita alla calciocancrinite, non è, invece, che una miscela complessa, come vedremo quando ci occuperemo della melilite. Questo fatto potrebbe far sorgere dei dubbî sulla vera natura del minerale di Lemberg, tanto più che in contrasto con la sua supposta natura di cancrinite calcica starebbe l'assenza di ogni sfaldatura distinta, se le osservazioni del Lemberg sono, su questo punto, esatte. Solo nuovi studî sugli originali di Lemberg avrebbero potuto chiarire la questione, ma i miei tentativi diretti a poterli avere in comunicazione o, almeno, a stabilire se tuttora esistono, non ebbero esito felice.

---

[1]) Zeitschr. der deutschen geol. Gesellsch., 1876, XXVIII, 582.

Le nuove ricerche eseguite ci permettono di discutere un po' più da vicino le relazioni che passano tra i diversi membri del gruppo nefelina. Ad esso appartengono numerosi minerali, e cioè: la nefelina, la caliofilite, la pseudonefelina, l'allumosilicato $Na\,Al\,Si\,O_4$ esagonale, ancora sconosciuto in natura, l'eucriptite, la natrodavyna, la davyna-microsommite, la cancrinite e, assai probabilmente, la calciocancrinite. Una prima suddivisione risulta subito dalle proprietà cristallografiche. Dalle esperienze di Baumhauer e di Traube, completate in qualche punto da me, risulta che i primi cinque minerali indicati appartengono alla classe emimorfa emiedrica [1]), e tutti gli altri, invece, a quella oloedrica del sistema esagonale. Possiamo, quindi, distinguere nettamente due sottogruppi, che dai minerali più diffusi e più noti potrebbero chiamarsi sottogruppo nefelina e sottogruppo cancrinite. Si avrà, perciò:

	Sottogruppo nefelina	Sottogruppo cancrinite
Eucriptite	$Li\,Al\,Si\,O_4$	Natrodavyna
—	$Na\,Al\,Si\,O_4$	Davyna-microsommite
Caliofilite	$K\,Al\,Si\,O_4$	Cancrinite
Pseudonefelina	$(Na, K)\,Al\,Si\,O_4$	Calciocancrinite
Nefelina	$(Na, K)\,Al\,Si\,O_4 . n(Na, K)_2Al_2Si_3O_{10}$.	

E le differenze tra i due sottogruppi non si limitano, a prescindere dalla composizione chimica, al fatto che i minerali ad essi appartenenti cristallizzano in due classi diversissime del sistema esagonale, ma si estendono, e in modo notevolissimo, anche alla struttura. I minerali del sottogruppo nefelina, infatti, non presentano mai la sfaldatura secondo il prisma $\{10\bar{1}0\}$ in grado tale di perfezione da poter essere, sia pure lontanamente, paragonata a quella così caratteristica dell'altro sottogruppo, checchè pensi in proposito Kaiser (76). Dal punto di vista chimico, poi, la differenza tra i due sottogruppi non potrebbe essere più marcata. Mentre nel primo i cationi sono rappresentati dal sodio e dal potassio [2]) ed il calcio è presente sempre in quantità assai tenue, nel secondo il calcio è più o meno abbondante e può perfino sostituire completamente e quasi gli altri due elementi. Inoltre, e ciò è in sommo grado caratteristico, nel sottogruppo cancrinite esistono uno o l'altro ovvero anche tutti contemporaneamente i residui SO_4, CO_3 e il cloro, che nell'altro sottogruppo mancano affatto o sono presenti in quantità minima, che potrebbe anche ascriversi, per quel che riguarda il cloro e il residuo SO_4, ai sali disciolti nelle inclusioni liquide, come si è accennato per la nefelina. Ben è vero che Kaiser (76) ha creduto di concludere, da alcune sue esperienze, che il carbonio della davyna è di origine secondaria, ma io non esito a ritenere la sua opinione come del tutto inaccettabile. Già Breithaupt (23) nel 1841, con singolare acume, aveva riconosciuto come originario il carbonio della davyna, ed io, dopo nuove esperienze, non posso che associarmi alle conclu-

---

[1]) Sulle figure di corrosione della eucriptite e del silicato $Na\,Al\,Si\,O_4$ non esistono, almeno che io sappia, delle esperienze. È, però, assai probabile che queste sostanze, e specialmente la seconda, non si comportino in modo diverso dalla nefelina, dalla pseudonefelina e dalla caliofilite. Per la cancrinite di Mias mi sono accertato che appartiene effettivamente alla classe oloedrica del sistema esagonale: per la calciocancrinite ciò è più che probabile, quantunque non abbia potuto eseguire esperienze dirette.

[2]) Prescindendo dalla eucriptite.

sioni del celebre mineralista di Freiberg. Al contrario di quanto ha osservato il Kaiser, io ho trovato che laminette di sfaldatura di davyna limpida e purissima svolgono anidride carbonica, qualora vengano trattate con acido cloridrico a dolce calore, non soltanto, come vuole Kaiser, esclusivamente dalle fessure di sfaldatura, ma da tutta la loro superficie, precisamente come accade, secondo Rauff, nella cancrinite. D'altra parte, basta pensare che nelle sue analisi della davyna Rauff (55) ha rinvenuto 1,55 e 1,26 % CO_2, il che corrisponde a 3,52 e a 2,89 % rispettivamente di $CaCO_3$, e che la natrodavyna contiene 5,61 % CO_2, capace di formare 12,75 % di $CaCO_3$, per considerare semplicemente assurda l'ipotesi che tali quantità di carbonato di calcio possano trovarsi, senza essere avvertite, in cristalli limpidi e trasparenti, che al microscopio non mostrano la più piccola inomogeneità. Nè, poi, è da dimenticare che la natrodavyna, la davyna, la microsommite, la calciocancrinite e, probabilmente, anche la stessa cancrinite, sono dei minerali pneumatolitici, e come nella loro formazione hanno un ufficio importante i cloruri ed i solfati, non si capisce perchè non potrebbero averlo anche i carbonati.

Che il cloro ed i residui SO_4 e CO_3 sieno nei minerali del sottogruppo cancrinite originarî non sembra possa essere ancora oggetto di discussione: sul modo di considerare la loro funzione chimica possono, invece, è giuocoforza il riconoscerlo, sorgere ancora dei dubbî. La quistione è antica, e dura tuttora non soltanto per la cancrinite (i minerali vesuviani del sottogruppo sono stati meno discussi), ma anche per la sodalite-haüynite. Si tratta di stabilire se cloro, SO_4 e CO_3 fanno parte integrante della molecola, ovvero se rappresentano dei cloruri, dei solfati e dei carbonati legati in varia maniera ai silicati, ma rappresentanti pur sempre qualche cosa di accessorio. Non è qui il caso, e mi manca del resto lo spazio, di trattare a fondo il problema: basterà ricordare che alcuni, come per esempio il Lemberg [1]), che hanno abbracciato la seconda ipotesi, hanno creduto di considerare i cloruri, i solfati ed i carbonati come esistenti in condizioni analoghe a quelle dell'acqua di cristallizzazione nei sali idrati, mentre altri, e citerò più specialmente il Vernadskij [2]) ed il Morozewicz [3]), propendono a considerare i minerali indicati come composti di addizione $Na_2Al_2Si_2O_8 . A$, dove A rappresenta, a seconda i casi, $(Na_2, Ca)CO_3$, $NaCl$, Na_2SO_4, ecc. Clarke [4]), seguito da Brögger e Bäckström [5]), da Groth [6]), ecc. considera il carbonio legato all'alluminio del silicato, del quale saturerebbe una valenza allo stato di gruppo monovalente $(NaCO_3)$, risultandone, così, dei gruppi bivalenti $Al . NaCO_3$. Analogamente, per il cloro si avrebbero dei gruppi $Al . Cl$ e per lo zolfo degli altri $Al . NaSO_4$.

Quale dei due diversi modi fondamentali di interpretare la costituzione dei nostri minerali appare più accettabile?

In un mio recente lavoro [7]), occupandomi della cancrinite, io ho creduto di

---

[1]) Zeitsch. der deutsch. geol. Gesellsch., 1876, XXVIII, 601 ed anche 1887, XXXIX, 576.

[2]) Zeitsch. für Kryst., 1901, XXXIV, 59.

[3]) Bulletin de l'Acad. des Sciences de Cracovie 1907, 1001.

[4]) Amer. Journ. of. Sc., 1886, XXXI, 262.

[5]) Zeitsch. für Kryst., 1890, XVIII, 209.

[6]) Tabellarische Uebersicht der Mineralien, 1898.

[7]) Atti R. Accad delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, 1908, XIV, N. 1, pag. 48.

seguire, per questo minerale, le idee di Clarke, pur notando che non avrebbe niente di impossibile l'ipotesi che il carbonio nella cancrinite si trovi allo stato di carbonato in soluzione solida [1]). E, certamente, una tale ipotesi riceve un certo appoggio dal fatto che proprio in questa condizione si trova, come ho dimostrato, l'acqua del minerale. Nel caso, poi, della microsommite pneumatolitica dei blocchi vesuviani del **1906** formatasi a spese della leucite, senza dubbio per azione su quest'ultima di vapori di cloruri e solfati alcalini e alcalino-terrosi, non v'ha dubbio che sarebbe assai seducente il considerare tali sostanze come in certo modo avventizie, disciolte nel silicato (Na_2, K_2, Ca) $Al_2Si_2O_8$, che determinerebbe l'impalcatura fondamentale del minerale [2]). Ho creduto, anzi, io stesso per qualche tempo, che così potesse spiegarsi il fatto, certo assai strano, e del quale ci occuperemo fra poco, che le proprietà ottiche della natrodavyna, della davyna e della microsommite presentano differenze relativamente assai lievi in confronto delle variazioni considerevolissime della composizione chimica. Ma un più attento esame della questione mi ha condotto a risultati diversi. Noi sappiamo, dalle asperienze di Rinne [3]) sulla cabasite e da quelle recentissime di Grandjean [4]) su varie zeoliti, che in questi minerali l'assorbimento di varie sostanze determina variazioni talvolta addirittura enormi delle proprietà ottiche, il che è in contrasto completo con quanto si osserva nella davyna-microsommite. Inoltre, se i cloruri, i carbonati ed i solfati si trovassero davvero allo stato di soluzione solida, dovrebbe essere possibile il sottrarli al minerale molto facilmente. È noto, infatti, che alcuni veri composti di addizione fra silicati e cloruri, come quello $Mn_2SiO_4 . MnCl_2$ ottenuto da Gorgeu [5]), e l'altro $Ca_2SiO_4 . CaCl_2$ preparato da Le Chatelier [6]), sono instabilissimi e vengono decomposti assai facilmente dall'acqua. Ben diverso è, invece, il comportamento della davyna. Io ho fatto bollire a ricadere per 24 ore quasi due grammi di davyna a facies cavolinitica del Monte Somma con 250 cc. di acqua, e nella soluzione ho rinvenuto una quantità così piccola di cloro, da non poter essere determinata in

---

[1]) In quel lavoro dimostrai che la variabilità del rapporto $Na_2Al_2Si_2O_8 : Na_2CO_3$ impedisce di ammettere un composto di addizione $Na_2Al_2Si_2O_8 . A$.

[2]) Mentre questa pagina andava in istampa ho avuto conoscenza di un recentissimo lavoro di Grandjean (Bulletin de la Soc. franç. de Minér., 1910, XXXIII, 31), il quale ha trovato che la davyna del Monte Somma, riscaldata per qualche ora a 250° nel vapore di iodio, lo assorbe, si colora in giallo in tutta la sua massa ed acquista netto pleocroismo: bruno rosso nella direzione dell'asse senario, incoloro o giallo paglia perpendicolarmente a quell'asse. Da questa esperienza, senza dubbio assai interessante, il Grandjean crede di poter senz'altro concludere che « les chlorures, sulfates, carbonates que les minéraux du groupe de la néféline et de la noséane contiennent si frequemment sont sans doute aussi des substances parasites, au même titre que l'iode ajouté artificiellement à la microsommite; ces substances ne jouent qu'un rôle accessoire dans la forme et la stabilité du réseau ». Ora, il fatto che la davyna ha assunto dello iodio può benissimo spiegarsi come una semplice sostituzione parziale dello iodio al cloro del minerale. È noto che certe sostanze organiche si cambiano in composti bromurati ben definiti semplicemente esponendole all'azione dei vapori di bromo, e ragionando come il Grandjean si dovrebbe dire che in esse il bromo è un elemento parassitico.

[3]) Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., 1897, II, 28.

[4]) Cfr. nota [2]).

[5]) Bulletin de la Soc. min. de France, 1883, VI, 281.

[6]) Compt. rend., 1883, XCVII, 1510.

modo sicuro nemmeno col metodo, tanto sensibile e preciso, di **Volhard**. E per quel che riguarda l'azione del calore, risulta dalle esperienze di **Rauff** che su un becco Bunsen la davyna non perde nemmeno tutto il suo carbonio.

Le idee di Clarke appaiono, quindi, nello stato attuale delle nostre cognizioni, le più accettabili, ed in base ad esse deve cercarsi di spiegare la costituzione dei minerali del sottogruppo cancrinite [1]).

Già quando mi sono occupato della cancrinite (loc. cit.), ho fatto notare che sodio e calcio vanno insieme riuniti nei calcoli analitici, perchè nelle quantità di questi due elementi esistono oscillazioni abbastanza considerevoli, e perchè Lemberg [2]) aveva ottenuto una cancrinite sodica, priva di calcio. L'esistenza assai probabile di una calciocancrinite viene a suffragare quanto allora ho proposto. La scoperta della natrodavyna da un lato e l'esame delle analisi della davyna-microsommite dall'altro dimostrano come sodio e potassio sieno, nei nostri minerali, da considerarsi come elementi perfettamente vicarianti. Nemmeno fra la somma Na_2O+K_2O e l'ossido di calcio esiste alcuna relazione. Nella natrodavyna si ha $CaO : Na_2O = 1 : 1$, ma deve trattarsi di una pura casualità, perchè nelle altre analisi si è trovato:

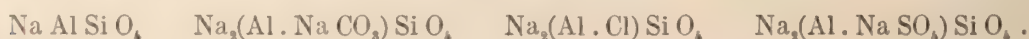
$CaO : Na_2O + K_2O = 1 : 1{,}4$	Analisi	III e IV di Rauff
$1 : 1{,}4$	»	VI di Traube
$1 : 1{,}2$	»	VII di Zambonini

e così via.

Già Clarke ha dimostrato nella cancrinite che il carbonio non può essere legato esclusivamente al calcio, perchè in molte analisi la quantità trovata di quest'ultimo elemento non basta per formare col carbonio un composto $CaCO_3$. La natrodavyna c'insegna, poi, che l'esistenza nei minerali dei quali ci occupiamo del cloro e dei residui SO_4 e CO_3 è indipendente da quella del potassio. E studiando accuratamente le migliori analisi si giunge al risultato che è del tutto impossibile stabilire, anche solo in via di ipotesi, a quale o a quali elementi di preferenza od esclusivamente si uniscano Cl, SO_4 e CO_3: per quanto io abbia fatto, non sono riuscito a constatare alcuna relazione fra le quantità del sodio, del potassio e del calcio da un lato, e quelle del Cl, del CO_3 e del SO_4 dall'altro. Questo fatto, anzi, starebbe a dimostrare come una tale preferenza od esclusività non esiste affatto. Stando così le cose, per semplicità di esposizione supporremo riuniti nel sodio anche il potassio ed il calcio.

Per la cancrinite io ho già dimostrato che come silicato caratteristico contenente il gruppo $NaCO_3$ si può prendere quello assai semplice $Na_2(Al . NaCO_3)SiO_4$. Oltre questo composto nei minerali contenenti Cl e SO_4 bisogna ammettere l'esistenza di silicati analoghi $Na_2(Al . Cl)SiO_4$ e $Na_2(Al . NaSO_4)SiO_4$. Avremo, perciò, come costituenti del sottogruppo cancrinite, i silicati [3]):

$$NaAlSiO_4 \qquad Na_2(Al . NaCO_3)SiO_4 \qquad Na_2(Al . Cl)SiO_4 \qquad Na_2(Al . NaSO_4)SiO_4 .$$

---

[1]) Già A. Scacchi (49) aveva considerato il cloro come parte integrante della molecola della microsommite, per la varietà clorurata della quale aveva proposto la formula $3R(OCl)$, $SiO_2 + 2(Al_2O_3, SiO_2)$.

[2]) Zeitsch. der deutsch. geol. Gesellsch., 1883, XXXV, 557.

[3]) Nella cancrinite esiste probabilmente anche il silicato $Na_2Al_2Si_3O_{10}$ e dell'acqua disciolta che non entra nella costituzione del minerale. Volendo far risaltare una maggiore analogia con quest'ultimo silicato, le formule su indicate andrebbero raddoppiate, anche per il fatto che nella calciocancrinite il composto dominante è appunto $CaAl_2Si_2O_8$.

Con questi composti si calcolano assai bene le analisi della natrodavyna e della davyna [1]), che possono essere espresse nel modo seguente:

Natrodavyna	Davyna di Rauff An. III	Davyna di Rauff An. IV
8.5 $Na\,Al\,Si\,O_4$	21 $Na\,Al\,Si\,O_4$	9 $Na\,Al\,Si\,O_4$
5 $Na_2(Al\,.\,Cl)\,Si\,O_4$	17 $Na_2(Al\,.\,Cl)\,Si\,O_4$	7 $Na_2(Al\,.\,Cl)\,Si\,O_4$
$Na_2(Al\,.\,Na\,SO_4)\,Si\,O_4$	4 $Na_2(Al\,.\,Na\,SO_4)\,Si\,O_4$	2 $Na_2(Al\,.\,Na\,SO_4)\,Si\,O_4$
5 $Na_2(Al\,.\,Na\,CO_3)\,Si\,O_4$	3 $Na_2(Al\,.\,Na\,CO_3)\,Si\,O_4$	$Na_2(Al\,.\,Na\,CO_3)\,Si\,O_4$

Davyna di Traube	Davyna di Zambonini
10 $Na\,Al\,Si\,O_4$	11 $Na\,Al\,Si\,O_4$
5 $Na_2(Al\,.\,Cl)\,Si\,O_4$	5 $Na_2(Al\,.\,Cl)\,Si\,O_4$
$Na_2(Al\,.\,Na\,SO_4)\,Si\,O_4$	4 $Na_2(Al\,.\,Na\,SO_4)\,Si\,O_4$
2 $Na_2(Al\,.\,Na\,CO_3)\,Si\,O_4$	

I composti indicati servono perfettamente, qualora se ne raddoppî la formula, per interpretare l'analisi di Lemberg della calciocancrinite: per questo minerale si calcola esattamente $2\,Ca_2\,[Al_2\,.\,Ca\,(CO_3)_2]\,Si_2O_8\,.\,13\,Ca\,Al_2Si_2O_8$.

In base al materiale esistente ho cercato se era possibile trovare qualche relazione tra le proprietà ottiche dei minerali del sottogruppo cancrinite e la loro composizione chimica. Il compito risultò in particolar modo reso difficile dal fatto che per molti dei termini finora studiati si conosce o la sola composizione ovvero solamente gli indici di rifrazione: in pochissimi casi sono state eseguite ambedue le determinazioni. Nella tabella che segue ho riunito i dati utilizzabili, ponendo, per facilitare i confronti, uguale ad uno il numero di molecole dell'allumosilicato $Na\,Al\,Si\,O_4$

	$Na\,Al\,Si\,O_4$	$Na(Al\,.\,Cl)\,Si\,O_4$	$Na(Al\,.\,Na\,SO_4)\,Si\,O_4$
Natrodavyna	1	0.6	0.1
Davyna di Zambonini	1	0.5	0.4
Davyna di Traube	1	0.5	0.1
Cancrinite [2])	1	—	—

	$Na(Al\,.\,Na\,CO_3)\,Si\,O_4$	Segno ottico	Birifrangenza
Natrodavyna	0.6	+	0.0047
Davyna di Zambonini	—	+	0.0046
Davyna di Traube	0.2	—	debole
Cancrinite [2])	0.4	—	0.029

Questa tabella dimostra nel modo il più evidente che il segno ottico e la birifrangenza nella serie natrodavyna-cancrinite non presentano alcuna relazione con la

---

[1]) Della microsommite dei blocchi rigettati dal Vesuvio non esistono altre analisi che quelle di Scacchi e di vom Rath, istituite su quantità scarsissima di materiale, con tutta probabilità nemmeno puro. Mentre, infatti, secondo le analisi di Rauff, di Traube, di Steinmetz e mie si ha più o meno esattamente $Al_2O_3 : Si\,O_2 = 1 : 2$, quelle di Scacchi danno perfino 1 : 1,65. Già Rauff fu di avviso che non se ne poteva tenere conto.

[2]) Si è presa la media dei valori da me calcolati per le analisi note nel mio lavoro più volte citato e si sono riuniti insieme $Na\,Al\,Si\,O_4$ e $Na_2Al_2Si_3O_{10}$.

composizione chimica. Poichè la cancrinite non contiene altro che il silicato $NaAlSiO_4$ e quello col gruppo $Al . NaCO_3$, è chiaro che a quest'ultimo dovrebbe ragionevolmente ascriversi l'elevata birifrangenza negativa del minerale, visto che la nefelina, la caliofilite e la pseudonefelina hanno una birifrangenza negativa debole, oscillante intorno a 0,004. Nè può pensarsi che l'energica birifrangenza della cancrinite dipenda dall'acqua in essa disciolta. Con esperienze che verranno dettagliatamente comunicate altrove, io ho potuto, infatti, constatare che si può disidratare quasi completamente la cancrinite senza che varî il segno della sua birifrangenza e che il valore assoluto di questa subisca una variazione molto considerevole. Se dal silicato $Na_2(Al . NaCO_3)SiO_4$ dipendessero le caratteristiche proprietà ottiche della cancrinite, si dovrebbe osservare, nella natrodavyna e nella davyna, un continuo avvicinamento alla cancrinite, man mano che aumenta la quantità di quel silicato. Invece, noi troviamo che la natrodavyna, che ne contiene relativamente di più, ha birifrangenza positiva, mentre la davyna analizzata da Traube, che ne ha molto meno, è otticamente negativa. Nè un tal risultato può ascriversi all'influenza dei silicati con i gruppi $(Al . Cl)$ e $(Al . NaSO_4)$, perchè, per un caso fortunato, la natrodavyna e la davyna di Traube ne contengono quantità presso a poco uguali.

Come si è detto or ora, la caliofilite, la nefelina e la pseudonefelina hanno birifrangenza poco diversa, e non può, perciò, ricercarsi il comportamento ottico dei minerali vesuviani così differente da quello della cancrinite nel fatto che nei primi al sodio si uniscono quantità considerevoli di potassio. E la riprova è fornita in modo indubbio dalla natrodavyna, che, pur non contenendo potassio, non si differenzia dalle davyne ricche in questo elemento. Nè è da dimenticare che la cancrinite di Ditrò, con un tenore abbastanza elevato in potassio, ha la solita birifrangenza delle altre cancriniti che ne sono quasi prive. E, finalmente, non mi pare nemmeno che possa invocarsi l'influenza del calcio, che nei minerali vesuviani è sempre più abbondante che nelle cancriniti, non solo perchè in queste ultime CaO varia da 4,27 a 7,19 % senza che la variazione produca notevoli effetti, ma anche perchè nelle davyne del Monte Somma il rapporto $CaO : (Na_2 , K_2)O$ oscilla entro limiti abbastanza estesi, senza che nelle proprietà ottiche di quei minerali si osservino differenze quantitative di grande importanza.

È, perciò, necessità ammettere che nel determinare il segno e la intensità della birifrangenza nella natrodavyna, nella davyna-microsommite e nella cancrinite, minerali tutti che, per avere forma cristallina quasi identica, uguale sfaldatura e composizione chimica esprimibile in tutti allo stesso modo, presentano un alto grado innegabile di parentela, entrano in giuoco dei fattori che ci sono sconosciuti. Nè è da credere che il caso qui studiato sia isolato. Un esempio non meno istruttivo lo abbiamo nella eudialite e nella eucolite, in due minerali, cioè, cristallograficamente non separabili, l'uno positivo e l'altro negativo, quantunque chimicamente sieno così vicini che, come giustamente ha notato E. Dana [1]), « in composition a distinction can hardly be made ».

Per i soli minerali del Vesuvio si può trarre dagli studî finora eseguiti una conclusione, ed è che il silicato clorifero $Na_2(Al . Cl)SiO_4$ deve, probabilmente, essere

[1]) *System of Mineralogy*, 6th Ed., pag. 410.

otticamente positivo e possedere una birifrangenza abbastanza forte, mentre invece il silicato $Na_3(Al . Na SO_4) Si O_4$ probabilmente sarà negativo o positivo con birifrangenza minima. Infatti, i cristallini dei blocchi del 1906 nei quali io ho trovato $\varepsilon - \omega = 0{,}008$ contenevano molto cloro e poco SO_4: in quelli che ho riferito alla davyna, con $\varepsilon - \omega = 0{,}0046$, il residuo SO_4 era più abbondante del cloro.

Dal punto di vista cristallografico, le mie ricerche hanno stabilito che la davyna-microsommite non è affatto caratterizzata dalla bipiramide esagonale q, come finora si era creduto. È risultato, invece, che esistono termini della serie, come la natrodavyna, la davyna dei blocchi del 1906 e quella dei proietti leucotefritici del Monte Somma, molto ricchi in facce, nei quali è assolutamente impossibile prendere q come bipiramide fondamentale, perchè i simboli delle varie forme diventerebbero molto complicati. Inoltre, in tutti quei cristalli domina pressochè costantemente, fra gli $\{h0\bar{h}l\}$, z, che appare, perciò, come la forma più importante, che va, quindi, presa come fondamentale, tanto più, che, così facendo, si ottengono simboli assai più semplici.

La costanza con la quale quasi generalmente la bipiramide q è dominante o è la sola presente, non solo nei minerali del Monte Somma e del Vesuvio, ma anche nella cancrinite, mi ha fatto lungamente pensare se il predominio di z negli altri cristalli, molto più rari, non fosse per caso legato ad una composizione chimica speciale e non rappresentasse, quindi, una differenza intima, ben più profonda di quella che è costituita da un semplice habitus cristallografico diverso. Ma non ho potuto trovare nulla di preciso, mi è sembrato, anzi, che fosse da escludersi una sicura influenza della composizione chimica sul maggior sviluppo di questa o quella bipiramide.

Alla mia proposta di prendere z come fondamentale potrebbe forse obbiettarsi che, così facendo, la bipiramide ritenuta finora caratteristica viene a prendere il simbolo $\{10\bar{1}4\}$, ma si può rispondere ricordando che sono moltissimi i minerali (basterà citare la valentinite, l'anatasio e la brookite) nei quali spesso le forme più estese non solo non sono prese come fondamentali, ma hanno sovente simboli più complicati di quello che q assume con la nuova orientazione.

Preso z per fondamentale nel sottogruppo cancrinite, sorge la questione se non convenga fare altrettanto in quello nefelina. La soluzione del quesito non è facile. Nei minerali del sottogruppo nefelina la bipiramide più importante, spessissimo la sola esistente, è proprio p, che nel sottogruppo cancrinite è assai rara e, quando accade di incontrarla, è sempre esile e subordinata, e può mancare affatto anche in cristalli abbastanza ricchi di facce. Tenendo conto delle differenze che passano tra il sottogruppo nefelina e quello cancrinite dal punto di vista della composizione chimica e della coesione, è lecito pensare che il predominio di p nel primo non sia casuale, e che, perciò, nella nefelina questa bipiramide possa continuare ad assumersi per fondamentale, come si è fatto finora. La quistione, però, potrà essere risolta in modo indubbio soltanto quando si conosceranno cristalli di nefelina tipica ricchi in facce.

GRUPPO SODALITE

SODALITE — MOLIBDOSODALITE — HAÜYNITE — LAZURITE (LAPIS-LAZULI)

SODALITE

1. 1801. S. Breislak, Voyages physiques et lithologiques dans la Campanie, pag. 166.
2. 1816. S. D. Borkovsky, Journ. de Phys., LXXXIII, 428.
3. 1821. J. A. Arfvedson, Kongl. Vetenskaps Academ. Handlingar, pag. 155. Anche Schweigger's Journal für Chem. und Phys., 1822, XXXIV, 207.
4. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 290.
5. 1825. W. Haidinger, Jameson's Edinb. Philos. Journ., XIII, N. 26.
6. 1837. A. Lévy, Description d'une collection de minéraux etc., II, 145.
7. 1844. T. Monticelli, Atti R. Accad. delle Scienze di Napoli, V, 141. Memoria letta il 19 giugno 1832.
8. 1847. A. Scacchi, Ann. des Mines, XII, 385.
9. 1852. A. Scacchi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze di Napoli, pag. 107.
10. 1853. A. Scacchi, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 262.
11. 1856. F. Hessenberg, Mineralogische Notizen, I, 17.
12. 1860. C. F. Rammelsberg, Pogg. Ann., CIX, 574.
13. 1869. C. W. C. Fuchs, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 180.
14. 1872. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, V, N. 22.
15. 1876. J. Lemberg, Zeitsch. d. d. geol. Gesellsch., XXVIII, 549.
16. 1878. P. Groth, Die Mineralien-Sammlung der Kaiser-Wilhelms-Universität Strassburg, pg. 205.
17. 1881. K. Feussner, Zeitsch. für Kryst., V, 581.
18. 1883. J. Lemberg, Zeitsch. d. d. geol. Gesellsch., XXXV, 591.
19. 1885. Tschihatscheff in H. Rosenbusch mikroskopische Physiographie der Mineralien, pag. 282.
20. 1886. B. Mierisch, Tschermak's min. petr. Mitth., VIII, 162.
21. 1889. A. Scacchi, Catalogo dei minerali e delle rocce vesuviane ecc., pag. 39.
22. 1890. W. C. Brögger e H. Bäckström, Zeitsch. für Kryst., XVIII, 215.
23. 1905. P. Gaubert, Bulletin Soc. franç. de Minér., XXVIII, 184.
24. 1906. F. Zambonini, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, XIII, N. 8, pag. 34.
25. 1907. A. Lacroix, Nouvelles Archives du Muséum, (4^e) IX.

Il primo che ha descritto la sodalite del Monte Somma è il Conte S. Dunin Borkovsky (2): una parte del quarzo di Ferber e di Gioeni, come pure gran parte del feldspato ricordato da Breislak nelle lave moderne del Vesuvio doveva essere sodalite.

Senza dubbio sodalite era, poi, la sostanza di colore bianco latteo, che riga il vetro, cristallizza in prismi esaedri a facce romboidali ecc. trovata da Breislak (1) insieme all'idocrasio nelle cavità di alcuni blocchi calcarei. Anche una parte del giacinto bianco di Romé de l'Isle è sodalite (vedasi alla meionite).

La pseudonefelina di Monticelli e Covelli ((4), pag. 262) è in parte caliofilite (vedi pag. 179), in parte, come riconobbe Scacchi (10), sodalite.

Sistema cristallino: cubico.

Le figure di corrosione ottenute da Brögger e Bäckström (22) nella sodalite del Monte Somma tenderebbero a dimostrare che questo minerale appartiene alla classe tetraedrica del sistema cubico.

Forme osservate: *a*{100} *d*{110} *o*{111} *n*{211} *μ*{411} *s*{321}.

Borkovsky e Monticelli e Covelli (4) conobbero soltanto *d*, Lévy (6) *da*, Scacchi (8) *doan*; le stesse forme trovò Hessenberg (11). Più recentemente Scacchi (21)

ha citato anche μ, ma come non completamente sicuro. *s* è stata osservata da me (24), in alcuni cristalli dei blocchi rigettati del 1906.

Io ho rinvenuto tutte le forme suindicate, compresa μ{411}: una buona misura dell'angolo (100):(411) ha dato 19°56', in accordo poco soddisfacente col valore teorico (19°28'): sull'esistenza di {411} come forma ben determinata non può, per altro, sussistere dubbio.

A. Scacchi (21) ha dato una descrizione molto minuta dei cristalli di sodalite del Monte Somma: le combinazioni che egli ha osservate sono le seguenti: *d*; *da*; *do*; *dao*; *dn*; *dan*. Il rombododecaedro è sempre dominante, solo talvolta alcune delle facce di {111} sono un po' più grandi di quelle di {110}. I cristalli sono spesso a conformazione regolare, quasi modello: non di rado, però, sono allungati secondo un asse trigonale. Le facce sono di solito piane e splendenti: alcune di quelle di {111} sono sostituite da piramidi in rilievo a facce curve, altre, invece, sono incavate. Nei cristalli dei blocchi sanidinici gli spigoli sono talvolta un po' arrotondati.

Molto frequenti sono i geminati, a penetrazione e di contatto, secondo la legge: asse di geminazione la normale ad una faccia di ottaedro. Sono quasi sempre allungati secondo un asse ternario, e furono esattamente descritti già da Haidinger (5), in seguito da Scacchi (8), da Hessenberg (11), da Sadebeck (cfr. la figura riportata nella *Mineralogy* di Dana a pag. 429), ecc. Scacchi (21) ha osservato anche dei tetrageminati, nei quali si riuniscono tutte le forme note nella sodalite del Monte Somma, e, cioè, *adonμ*, mentre nei geminati ordinari si trova di solito o il rombododecaedro isolato ovvero la combinazione *dn*: di rado, per esempio, in quelli studiati da Hessenberg, *dnoa*.

Nei blocchi rigettati dal Vesuvio e sulle pareti delle fenditure delle lave la sodalite si presenta in cristalli rombododecaedrici, che ora hanno sviluppo regolare, ora sono molto allungati secondo un asse ternario, e qualche volta sono contemporaneamente più o meno tabulari secondo due facce parallele di {110} ed allungati nel solito modo. Generalmente, il rombododecaedro è isolato, talvolta è unito a {211}, più di rado si osservano anche {111} e {321}. Notevole è il fatto che i cristalli di sodalite pneumatolitica sono assai spesso, specialmente quelli allungati, vuoti nel loro interno, come è stato ricordato da Scacchi ((14) e (21)), da me (24), da Lacroix (25) etc.

La sfaldatura rombododecaedrica è molto imperfetta: Monticelli e Covelli avevano creduto che avvenisse secondo un ottaedro romboidale.

La sodalite del Monte Somma si rinviene talvolta in grossi cristalli che superano i 2 cm.: Monticelli e Covelli (4) ne ricordano uno che aveva 35 mm. di lunghezza e 24 di spessore. Di solito, però, non oltrepassano i 2-3 mm. I cristalli pneumatolitici con habitus rombododecaedrico misurano per lo più un paio di millimetri, quelli allungati, pseudoesagonali arrivano non di rado a circa 1 cm.

La sodalite del Monte Somma è incolora o bianca: raramente è verde, gialliccia o anche rosea e violacea [1]). Le varietà verdi nelle quali il colore è dovuto a numerose inclusioni di pirosseno appartengono alla sodalite: le altre, invece, alla molibdosodalite, della quale ci occuperemo in seguito.

---

[1]) Queste due ultime varietà furono da Monticelli e Covelli avvicinate, quantunque dubbiosamente, all'eudialite, pur facendo rilevare le differenze tra questo minerale ed i cristalli del Monte Somma.

Anomalie ottiche sono rare: Mierisch (20) ne ha osservate analoghe a quelle del granato. Secondo Mierisch, la sodalite contiene spesso inclusioni, talvolta numerose, con cubi di cloruro sodico, pori di gas e sovente delle bellissime vetrose. In alcune parti, Mierisch ha notato una polvere nera, in qualche caso non risolvibile nemmeno con forti ingrandimenti, e formata da tavolette arrotondate o a netto contorno esagonale, ovvero da bastoncini costituiti da un unico minerale, che è probabilmente ilmenite. Spesso, poi, si osservano, nei cristalli di sodalite, augite, mica, apatite, ecc.

Per gli indici di rifrazione si hanno le seguenti determinazioni:

n_{Li}	n_{Na}	n_{Tl}	n_{v}	
1.4796	1.4827	1.4855	1.496	Feussner (17) Monte Somma
	1.4858			Tschihatscheff (19) M. Somma
	1.4835			Gaubert (23) Monte Somma
	1.4836			Zambonini (24) Blocchi rigettati del 1906
1.4806	1.4840	1.4873		Zambonini: Un bellissimo cristallino accompagnante la fayalite in un blocco rigettato del 1906.

Durezza = 6: peso specifico 2,89 Borkovsky (2), 2,136 Rammelsberg (12).

Comp. chimica. Soluzione solida dell'allumosilicato $Na\,Al\,Si\,O_4$ e di un clorosilicato, che potrebbe essere quello ammesso da Brögger e Bäckström (22) $Na_4[Al\,.\,Cl]\,.\,Al_2(Si\,O_4)_3$.

La prima analisi I della sodalite del Monte Somma è dovuta a D. Borkovsky (2), ma è molto inesatta. Arfvedson (3) eseguì un'analisi incompleta II ed una completa III: è strano che egli abbia considerato come meno esatti proprio i valori III, che sono, invece, più vicini a quelli ricavati dalle analisi posteriori. Rammelsberg (12) pubblicò l'analisi IV, Lemberg (18) la V e la VI. Un'analisi eseguita sotto la mia direzione dal dott. A. G. Miele su cristallini incolori di un blocco calcareo ha dato i risultati della colonna VII:

	I	II	III	IV	V	VI	VII
$Si\,O_2$	44.87	33.75	35.99	38.12	33.71	34.86	38.92
Al_2O_3	23.75	35.50	32.59	31.68	32.06	29.36	33.33
Fe_2O_3	0.12	—	—	—	—	—	tr.
$Ca\,O$	—	—	—	—	4.53	0.68	1.43
Na_2O	27.50	26.23	26.55	24.37	20.04	16.70	23.62
K_2O	—		—	—	1.20	1.14	—
Cl	3.76		5.30	6.69	3.11	—	1.82
SO_3	—		—	—	5.06	0.21	—
H_2O	—		—	—	0.99	0.84	—
Na Cl	—		—	—	—	10.03	—
Insol.	—		—	—	—	5.43	0.45
	100.00		100.43	100.86	100.70	99.25	99.57

Non si sa se il materiale dell'analisi V sia da considerarsi come una miscela isomorfa o come una mescolanza di sodalite e haüynite.

Al cannello la sodalite fonde abbastanza facilmente in un vetro bolloso. Con gli acidi gelatinizza.

Alterazioni. Nei blocchi rigettati del 1906 io ho osservato, quantunque raramente, della microsommite rosea o bianca, a splendore setaceo, pseudomorfa di sodalite. I rombododecaedri di questo minerale conservano sensibilmente la loro forma, ma risultano costituiti da tanti prismetti allungati di microsommite, che su ogni faccia del rombododecaedro primitivo sono all'incirca paralleli tra loro. Questi cristalli si disgregano molto facilmente, e nel loro interno si osserva talvolta un residuo di sodalite, ben distinguibile perchè non possiede splendore setaceo; molte volte il nucleo di sodalite manca, e ciò toglie ogni dubbio che possa trattarsi, anzichè di una pseudomorfosi, di un'associazione regolare di microsommite su sodalite. Queste pseudomorfosi si sono mostrate finora così rare, da rendere impossibile il loro studio chimico: non si può, quindi, stabilire se la microsommite formatasi ha una composizione speciale ovvero l'ordinaria: le proprietà ottiche, però, sono le solite. Ad ogni modo, mi sembra assai probabile che la trasformazione della sodalite in microsommite sia dovuta a fenomeni pneumatolitici verificatisi dopo la formazione del primo minerale [1]).

Giacitura. La sodalite si rinviene abbastanza sovente nelle geodi dei blocchi calcarei, accompagnata per lo più dal granato e dall'idocrasio, talvolta anche dalla mica e dall'augite, raramente dalla meionite e dalla leucite. Di rado s'incontra la sodalite insieme alla galena nei calcari metamorfosati con solfuri metallici. Finalmente la sodalite si rinviene anche nelle geodi dei blocchi completamente silicatizzati, composti prevalentemente di granato ed idocrasio, con augite, anfibolo, ecc. È in uno di questi blocchi, composto quasi esclusivamente di granato, che Groth (16) ha osservato un bellissimo geminato in forma di prisma esagonale terminato ad un estremo da due romboedri compenetrantisi.

La sodalite è, poi, uno dei costituenti delle trachiti micacee, delle trachiti fonolitiche a sodalite, delle sanidiniti a sodalite e delle microsieniti nefeliniche e sodalitiche (Lacroix (25), pag. 137-145). Nelle geodi di tutte queste rocce la sodalite forma bellissimi cristallini, talvolta anche di dimensioni considerevoli, come quelli ricordati da Groth (16), che offrivano la comb. *da*.

La sodalite pneumatolitica è molto frequente sulle pareti delle fenditure delle lave [2]), specialmente del 1631 ed anche di altre: Fuchs (13) ha rinvenuto cristallini macroscopici {110} anche sulla lava del 1717, Lacroix su quella del 1760 ((25), pag. 67): anche nelle cellette dei blocchi di leucotefrite rigettati dal Monte Somma e dal Vesuvio è molto frequente. Scacchi (9) la rinvenne abbondantemente nei massi lanciati dal cretere nel 1839 e, più tardi, in quelli del 1872 (14): anche nei blocchi del 1906 la sodalite fu molto comune, come risulta dai lavori miei (24) e di Lacroix (25).

Osservazione. Trolle-Wachtmeister [3]) ha pubblicato, molti anni fa, l'analisi di un minerale bianco, poco trasparente, granulare, fragile, che accompagnava il granato da

---

[1]) Di sodalite « metamorfizzata » ha parlato già Scacchi ((14), pag. 14), senza per altro occuparsi della natura della trasformazione, anzi senza nemmeno assicurarsi che una alterazione vi sia stata. Egli ha, infatti, scritto: « I cristalli di sodalite... sono opachi e scabri, e però li reputo metamorfizzati ».

[2]) Monticelli (7) conosceva già nel 1832 che « più lave nelle loro fenditure presentano dei piccoli dodecaedri bianchi e dei cristalli voti nel centro, tagliati a sbieco ossia a cartoccio; ambedue queste sostanze fanno con gli acidi gelatina simile a quella della sodalite ». L'aver riconosciuto, però, che si trattava davvero di sodalite è merito di Scacchi. Prima ancora di Monticelli, il Brocchi (*Catalogo ragionato di una raccolta di rocce* ecc., 1817, pag. 230-231) aveva osservato, sulle pareti delle cellette della lava della Scala, i cristallini di sodalite, ma i più piccoli non li aveva potuti determinare ed in alcuni dei più grandi gli parve di riconoscere la forma della nefelina.

[3]) Pogg. Ann., 1824, II, 14.

lui studiato. Al cannello fondeva sugli spigoli di sottili frammenti molto più difficilmente della natrolite e della meionite, ma assai più facilmente dell'albite o del sanidino: dall'acido cloridrico o nitrico veniva abbastanza facilmente decomposto a caldo, con separazione di silice gelatinosa. La composizione chimica risultò essere la seguente:

SiO_2 50.98 Al_2O_3 27.64 Na_2O 20.96 Cl 1.29 Sa = 100.87

Trolle-Wachtmeister fece risaltare minutamente le differenze che passano fra il minerale da lui studiato e la sodalite di Borkovsky e di Arfvedson.

Generalmente è stato ritenuto che l'analisi di Trolle sia stata eseguita su una sodalite impura, ma questa ipotesi non mi sembrava probabile, perchè in realtà l'unico minerale bianco che, mescolato alla sodalite, possa dare 50,98 % SiO_2 e nemmeno tracce di calcio è il sanidino. Ma allora non si potrebbe spiegare nè l'assenza del potassio, nè la facile e completa attaccabilità del minerale di Trolle da parte dell'acido cloridrico.

Grazie alla squisita cortesia dell'attuale Conte Trolle-Wachtmeister, nipote del valente studioso al quale dobbiamo l'analisi surriferita, ho potuto esaminare alcuni scarsi frammenti del minerale in quistione. Si tratta di un minerale bianco, impiantato su dei cristalli di granato rossiccio, che ad un primo esame sommario al microscopio si mostrò, almeno nei frammentini osservati, omogeneo. Mi parve, così, possibile che la sostanza del Trolle potesse rappresentare un nuovo minerale ben definito, tanto più che l'analisi del chimico svedese conduce con sufficiente approssimazione alla formula $Na_2Al_2Si_3O_{10}$. Uno studio più approfondito, però, non tardò a farmi riconoscere che i frammentini a me inviati appartenevano, senza possibilità di dubbio, al sanidino. Essi presentavano, infatti, due direzioni di sfaldatura ad angolo di 90° fra loro: su {001} si aveva estinzione retta rispetto allo spigolo [100], che era negativo. La durezza era circa 6; il peso specifico, determinato col metodo della sospensione, risultò uguale a 2,55. Tutti questi caratteri concordano perfettamente con quelli del sanidino. Un saggio microchimico ha permesso, inoltre, di svelare nel minerale la presenza non dubbia del potassio in quantità abbastanza considerevole. È, quindi, da ritenersi come accertato che l'analisi di Trolle-Wachtmeister sia stata eseguita su una miscela di sanidino (forse sodico) e di sodalite, e che all'analista sia sfuggita la presenza del potassio, mascherato dal sodio predominante.

MOLIBDOSODALITE

1. 1860. C. F. Rammelsberg, Pogg. Ann., CIX, 574.
2. 1878. G. Freda, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 88 e 136.

Nel 1860 Rammelsberg (1) trovava che la sodalite verde del Monte Somma contiene una quantità di cloro minore di quella rinvenuta nelle varietà incolore o bianche. Parecchi anni dopo, Freda (2), estendendo le sue ricerche analitiche su tre diverse sodaliti verdastre, scopriva che in tutte il cloro era deficiente rispetto alla quantità di questo elemento rinvenuta nelle sodaliti incolore, e che, ciò che è molto importante, tutte contenevano molibdeno in quantità non trascurabile. Di queste interessanti osservazioni di Freda nessuno si occupò: lo stesso Scacchi nei suoi ultimi Cataloghi non le ricordò nemmeno. Io ho ristudiato il materiale originale di Freda, ed ho potuto pienamente confermare la sua scoperta del molibdeno nelle sodaliti verdi del Monte Somma: la loro costanza di composizione mi ha fatto ritenere opportuno il distinguerle dalla sodalite ordinaria col nome di *molibdosodalite*, che ricorda la caratteristica della loro composizione chimica.

Sistema cristallino: cubico.

Forme osservate: *a*{100} *d*{110} *n*{211}.

Rammelsberg e Freda nei cristalli da loro analizzati trovarono rispettivamente *ad* e *dn*: io ho osservate tutte e tre le forme indicate.

I cristalli *da* sono di colore verde chiaro e possono raggiungere anche 6-7 mm.: le facce del rombododecaedro, sempre dominanti, sono sovente spezzettate. La stessa varietà mostra anche dei geminati a penetrazione perfettamente identici a quelli di sodalite ordinaria: in essi è notevole una maggiore regolarità nelle facce di {110}.

Questi cristalli con la comb. *da* sono indubbiamente identici a quelli analizzati da Rammelsberg: il loro peso specifico, determinato col metodo della sospensione, mi è risultato uguale a 2,364.

Le varietà studiate da Freda si presentano in cristallini raggruppati ovvero, più raramente, isolati, con le facce *dn*: sono alcune di colore verde abbastanza netto, altre, invece, di un verde assai sbiadito. Il peso specifico medio della molibdosodalite chiamata B dal Freda è, secondo le mie determinazioni, eseguite col metodo della sospensione, 2,387. La molibdosodalite ha, quindi, un peso specifico nettamente più elevato di quello della sodalite tipica.

Mediante un prismetto tagliato in un cristallo della varietà B di Freda ho determinato gli indici di rifrazione, ed ho ottenuto:

rosso [1]	Na	verde [2]	azzurro [3]
1.4876	1.4905	1.4937	1.5002

Questi valori sono nettamente superiori a quelli della sodalite tipica.

Comp. chimica. Soluzione solida dei tre silicati $NaAlSiO_4$, $Na_4(Al.Cl)Al_2(SiO_4)_3$ e $Na_4(Al.NaMoO_4)Al_2(SiO_4)_3$.

Rammelsberg eseguì l'analisi I, Freda le altre. La III corrisponde alla sodalite A, la IV alla sodalite B di Freda:

	I	II	III	IV
SiO_2	38.76	38.57	38.46	38.74
Al_2O_3	34.62	33.93	33.52	33.71
FeO	—	—	0.43	non det.
Na_2O	23.43	22.70	22.95	23.37
MoO_3	—	2.87	2.68	2.51
Cl	2.55	2.28	2.41	2.57
	99.36	100.35	100.45	100.90

La molibdosodalite dell'analisi II trattata con l'acido solforico, o col cloridrico o con l'acetico si colorava in azzurro e lo stesso colore prendeva la soluzione. Le varietà A e B con uno dei due primi acidi divenivano bruno-rossastre e la soluzione acquistava il colore azzurro soltanto dopo essere rimasta all'aria (Freda).

Giacitura. La molibdosodalite è stata trovata nelle geodi di certi blocchi calcarei specialmente ricchi in humite nella loro massa, accompagnata sopratutto dall'idocrasio e dalla grossularia di colore giallo pallido.

Osservazioni. Sull'ufficio del cloro nella sodalite esistono le stesse discrepanze che si sono già ricordate a proposito dei minerali del sottogruppo cancrinite. Per

[1] $\lambda = 653$ ca.
[2] $\lambda = 564$ ca.
[3] $\lambda = 507$ ca.

le sodaliti normali, ricche in cloro, che sono la gran maggioranza di quelle analizzate allo stato puro, e senza alterazione notevole, Brögger e Bäckström (l. cit.) hanno proposto la formula $Na_4(Al . Cl) . Al_2(Si O_4)_3$.

Morozevicz [1]) ha distinto una sodalite α ed una β, aventi rispettivamente la composizione espressa dalle formule $3Na_2Al_2Si_2O_8 . 2NaCl$ e $2Na_2Al_2Si_2O_8 . NaCl$. L'analisi eseguita dal Dott. Miele su materiale da me scelto con grandissima cura, del tutto inalterato [2]), dimostra che esistono sodaliti ancora più povere in cloro di quelle che risponderebbero alla seconda formula di Morozewicz. Ne viene, quindi, che o si considera il cloro come legato all'alluminio, ed allora la sodalite dovrà ritenersi come una soluzione solida del silicato $Na Al Si O_4$ e di un clorosilicato, che potrebbe anche essere quello di Brögger e Bäckström, o si ammette che il cloro esiste nella sodalite allo stato di Na Cl, ed in questo caso la formula generale della sodalite sarà $Na Al Si O_4 . n Na Cl$. Io propendo, naturalmente, per la prima ipotesi, pur facendo riserve sulla vera composizione del clorosilicato.

Quanto al molibdeno, che si rinviene nella molibdosodalite, è da ricordare che il Freda ha ammesso che nel materiale dell'analisi II si trovi allo stato di ossido azzurro, e nelle varietà A e B in quello di $Mo O_3$. Quanto alla funzione di questo elemento, Freda, dopo aver detto che nelle sodaliti verdi è un fatto ordinario la deficienza del cloro rispetto alla quantità contenutane nelle varietà ordinarie, si espresse testualmente così: « Ond'è che non si saprebbe così facilmente determinare la funzione che sostiene l'ossido di Mo nella sodalite e potrebbe credersi ancora che esso non ne abbia alcuna e non sia che una mescolanza accidentale ». Io sono di opinione ben diversa. È evidente, secondo me, che il molibdeno nella molibdosodalite non fa altro che sostituire il solfo che si trova nella haüynite, e va considerato, quindi, alla stessa stregua. Se con Brögger e Bäckström ammettiamo nella haüynite il silicato $Na_4(Al . Na SO_4) Al_2(Si O_4)_3$, dovremo accettare per la molibdosodalite l'esistenza di un silicato analogo $Na_4(Al . Na Mo O_4) Al_2(Si O_4)_3$. Nè vi è alcun fatto contro un tal modo di considerare l'ufficio del molibdeno nel nostro minerale. È evidente, intanto, che se nella molibdosodalite dell'analisi II il molibdeno si fosse trovato davvero allo stato di ossido azzurro, il minerale, secondo ogni verosimiglianza, avrebbe dovuto presentare una colorazione intensa, mentre il colore verde, oltre a non essere molto forte, potrebbe benissimo dipendere da tracce di ferro. Nè possono trarsi molti lumi dal fatto che le varietà A e B danno con gli acidi solforico e cloridrico una colorazione bruno-rossastra, perchè non bisogna dimenticare che il molibdeno si trova in presenza del silicio e dell'alluminio coi quali può formare dei composti complessi, determinanti quella colorazione [3]). In favore, invece, della supposizione che il molibdeno abbia, nella molibdosodalite, una funzione analoga a quella del solfo nella haüyna, parla potentemente il fatto che Thugutt [4]) ha potuto ottenere appunto delle sodaliti nelle quali il cloruro sodico era sostituito

---

[1]) Bulletin de l'Acad. des Sciences de Cracovie, 1907, pag. 1002.

[2]) È inutile che io avverta come la determinazione del cloro sia stata fatta da me controllare ripetutamente, adoperando anche metodi diversi.

[3]) I silicomolibdati con $Mo : Si = 12 : 1$ sono gialli.

[4]) Zeitsch. für anorg. Chemie, 1892, II, 65 e 113.

dai sali i più svariati, fra i quali anche il molibdato di sodio, come pure l'isomorfismo che indubbiamente esiste, quantunque in grado un po' limitato, fra i molibdati ed i solfati.

Le tre analisi di Freda sono così vicine tra loro, che può per esse calcolarsi un'unica formula, la quale, in base alle idee suesposte, verrebbe ad essere la seguente: $3\,Na_4(Al\,.\,Cl)\,Al_2(Si\,O_4)_3\,.\,Na_4(Al\,.\,Na\,Mo\,O_4)\,Al_2(Si\,O_4)_3\,.\,20\,Na\,Al\,Si\,O_4$.

HAÜYNITE $(Na_2, Ca)_2\,(Al\,.\,Na\,SO_4)\,Al_2\,(Si\,O_4)_3$

(inclusa la *noseanite*)

1. 1773. J. Ferber, Briefe aus Welschland etc., pag. 221 della trad. francese di Dietrich.
2. 1801. S. Breislak, Voyages physiques et lythologiques dans la Campanie, pag. 163.
3. 1817. G. Brocchi, Catalogo ragionato di una raccolta di rocce ecc., pag. 219, 220.
4. 1818. S. Breislak, Institutions géologiques, III, 76.
5. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 356.
6. 1848. G. Sillem, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 400.
7. 1860. C. F. Rammelsberg, Pogg. Ann., CIX, 557.
8. 1867. G. A. Kenngott, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 311.
9. 1883. A. Scacchi, Memorie Soc. ital. delle Scienze (detta dei XL), IV, N. 8, pag. 30.
10. 1886. B. Mierisch, Tschermak's min. petr. Mitth., VIII, 163, 167.
11. 1889. A. Scacchi, Catalogo dei minerali e delle rocce vesuviane, pag. 41.
12. 1893. A. Lacroix, Les enclaves des roches volcaniques.
13. 1905. P. Gaubert, Bulletin de la Soc. franç. de Minér., XXVIII, 184.
14. 1907. A. Lacroix, Nouvelles Archives du Muséum, (4e) IX.

Senza dubbio, una parte almeno del verde e dell'azzurro di monte rinvenuti da Ferber (1) superficialmente su del « quarzo » e del calcare del Monte Somma è da riferirsi alla haüynite. Altrettanto è da dire per parecchie delle varietà di lapis-lazuli trovate dal Thomson e ricordate da Breislak (2): quest'ultimo anzi, le riferì in seguito (4) tutte alla haüynite. Brocchi (3) ha esplicitamente parlato della lazialite (haüynite) del Monte Somma.

Sistema cristallino: cubico (classe tetraedrica ?)

Forme: $d\{110\}$ $n\{211\}$.

d è stata finora l'unica forma nota, osservata già da Monticelli e Covelli (5) e poi da Scacchi (11): in alcuni cristallini di colore assai pallido, rinvenuti nelle geodi di un blocco calcareo insieme alla meionite, ho determinato anche *n* con esili faccette.

Al Monte Somma, i cristalli nitidi di haüynite sono rari. Alle volte hanno sviluppo modello, assai spesso, invece, sono molto allungati secondo un asse ternario, come avevano già avuto occasione di notare Monticelli e Covelli. In taluni casi si mostrano anche tabulari secondo due facce parallele del rombododecaedro [1]). Abbastanza frequentemente gli spigoli sono arrotondati, come per un principio di fusione: ma l'affermazione di Mierisch (10), che questo fenomeno accada nella haüynite assai più frequentemente che nella sodalite, tanto che egli non ha visto un solo cristallo di haüynite con spigoli nitidi, non corrisponde certo alla realtà. Nel Museo di Napoli, infatti, esistono molti campioni nei quali i cristalli di haüynite sono di una perfezione veramente ideale. Il colore va dall'azzurro intenso al grigio azzur-

---

[1]) Sillem (6) descrisse brevemente sia l'habitus pseudoesagonale, che quello tabulare.

rastro chiaro. Anche la trasparenza è molto variabile: da cristalli o granuli perfettamente trasparenti si passa ad altri appena traslucidi. I cristalli più grandi, allungati nella direzione di un asse ternario, raggiungono fino 1 cm. di lunghezza.

In un blocco di leucotefrite rigettato dal Vesuvio nel 1906 ho trovato bei cristalli {110} di haüynite, di colore variabile dal celeste chiarissimo all'azzurro abbastanza cupo, ora a sviluppo quasi modello, ora, invece, estesi secondo un asse ternario: alcuni di essi arrivano a misurare 7 mm. in questa direzione.

La haüynite sia del Monte Somma che del Vesuvio non presenta anomalie ottiche. Per gli indici di rifrazione si hanno i seguenti valori:

	n_{Na} 1.5048		Gaubert (13) haüynite del Monte Somma
n_{Li} 1.4975	n_{Na} 1.5003	n_{Tl} 1.5025	Zambonini, per un cristallo di colore azzurro intenso del blocco vesuviano del 1906
	n_{Na} 1.5048		Zambonini, per un cristallo debolissimamente colorato dello stesso blocco.

Secondo Mierisch (10), la haüynite del Monte Somma contiene spesso augite e inclusioni gassose.

Durezza un po' inferiore a 6. Nella haüynite del Monte Somma da lui analizzata Rammelsberg (7) trovò per il peso spec. 2,464.

Comp. chimica. Esprimibile abbastanza bene con la formula di Brögger e Bäckström $(Na_2, Ca)_2(Al . Na SO_4) Al_2(Si O_4)_3$.

L'unica analisi nota è dovuta a Rammelsberg (7), che la eseguì su una varietà trasparente, azzurra, del Monte Somma, in piccoli cristalli e granuli:

SiO_2 34.06 Al_2O_3 (con tr. di Fe_2O_3) 27.64 CaO 10.60 Na_2O 11.79 K_2O 4.96
SO_3 11.25 Sa = 100.30

Al cannello fonde difficilmente: con gli acidi gelatinizza. Con HCl si ha svolgimento di H_2S.

Secondo Kenngott (8) la polvere della haüynite azzurra del Monte Somma dà forte reazione alcalina, sia prima, che dopo l'arroventamento.

Alterazioni. Raramente s'incontrano al Monte Somma delle haüyniti parzialmente zeolitizzate.

Giacitura. Al Monte Somma la giacitura più comune della haüynite è nei blocchi costituiti prevalentemente da augite e mica [1]), ovvero da forsterite (o olivina), augite e mica. In essi la hauynite si rinviene specialmente in granuli sparsi irregolarmente nella massa del blocco, oppure disposti in zone, come notò Mierisch (10). Questa seconda modalità è, però, secondo le mie osservazioni, assai rara. Nelle geodi s'incontrano, talvolta, dei netti cristalli. Veramente stupendi sono dei cristalli allungati secondo un asse ternario, nella direzione del quale raggiungono 1 cm., splendentissimi, trasparenti, di colore azzurro intenso, rinvenuti nelle piccole geodine di una roccia pirossenica con sanidino. In altri campioni della stessa roccia la hauynite si presenta in cristallini identici, per colore, trasparenza e perfezione, a quelli ora descritti, ma con sviluppo sensibilmente modello del rombododecaedro, e molto più piccoli (non superano i 4 mm.). A questo tipo di blocchi appartengono quelli descritti da Lacroix ((12), pag. 304), composti principal-

[1]) Giacitura, questa, ricordata da Scacchi già nel suo Catalogo del 1853 e riprodotta in quello del 1889 (11).

mente di mica verde, che nel mezzo contengono degli aggregati irregolari, facilmente disgregabili, di pirosseno giallo-verdastro chiaro, nel quale si aprono delle geodi con cristalli di augite di tipo fassaitico, di spinello, magnetite, idocrasio, caliofilite e, raramente, di haüynite.

Nelle geodi dei blocchi calcarei la haüynite è poco comune, ed io ve la ho osservata sempre in condizioni tali da far pensare che rappresenti un prodotto di trasformazione della leucite grigia. Così, in una geode di uno di tali blocchi, vi erano cristalli di forsterite e delle grosse leuciti grigie, ricoperte da una crosticina di cristallini intrecciati di haüynite, evidentemente formatisi a spese della leucite. Non così netta è questa derivazione in altri blocchi, nelle geodi dei quali la haüynite forma distinti cristallini {110} {211}, di colore assai pallido, accompagnati da leucite grigia e da meionite [1].

Sempre al Monte Somma, la haüynite si rinviene anche come un costituente delle trachiti micacee (Lacroix (12), pag. 273 e seg. (14), pag. 137), nelle quali appartiene piuttosto alla noseanite; raramente si trova anche, pure secondo Lacroix ((14), pag. 139 e 145) nelle fonoliti a facies tinguaitica e nelle microsieniti sodalitiche a struttura foiaitica. Io in alcuni blocchi di fonoliti ho trovato la haüynite assai abbondante, sì da costituire un elemento essenziale e non accessorio. Molto di rado si osserva la haüynite sotto forma di granellini inclusi nella leucite dei blocchi di leucotefrite a grandi cristalli di leucite. Questa giacitura era stata osservata già da Monticelli e Covelli (5).

Soltanto dopo l'eruzione del 1906 si è trovata la haüynite pneumatolitica in un unico blocco rigettato, del quale io ho potuto avere molti frammenti. Si tratta di una leucotefrite a struttura minuta, nella quale in alcuni rari punti, specialmente tra i cristalli di augite, si osservano dei piccoli individui di haüynite. Cristalli più o meno perfetti di questo minerale si rinvengono, poi, in alcune piccole geodi, piuttosto riavvicinate in talune parti del blocco, insieme specialmente a mica, in tavole da piccolissime ad abbastanza grandi, a cristallini di augite verde scura, tabulari secondo {100}, spesso geminati, a laminette di sanidino. Più particolarmente ricche in haüynite sono, poi, certe porzioni, separate abbastanza nettamente dalla massa del blocco, a struttura finamente granulare, composte dei soliti elementi delle leucotefriti, ma con la haüynite in più, che chiaramente lascia riconoscere la sua origine dalla leucite. In queste parti distinte si aprono anche piccole geodine, occupate da bellissimi cristalli di haüynite. Il blocco del quale ci occupiamo presenta, inoltre, qua e là, una struttura piuttosto bollosa: in questi punti le piccole leuciti si mostrano già ad occhio trasformate in haüynite più o meno completamente (vedasi pag. 136).

Molta analogia con questo blocco del 1906 ne presenta uno, descritto da Mierisch (10), di leucotefrite corrosa, profondamente metamorfosato nei punti dove si presenta la haüynite: la leucite è scomparsa, come pure l'olivina e la magnetite, e si è formata una miscela di augite, nefelina, haüynite, pirrotina e sanidino (?). Nella haüynite sono inclusi cristallini di augite e granelli di pirrotina.

Nella lava del 1631 A. Scacchi (9) ha trovato una roccia grigia, stranamente cellulosa, cosparsa di cristalli di augite: alle pareti delle cellette aderivano minutissimi cristallini di augite verdastra e molti gruppetti di cristallini di haüynite azzurra.

---

[1]) Mierisch (10) crede che la pirrotina sia un compagno abbastanza costante della haüynite, ma io non posso associarmi a lui, essendo moltissimi i blocchi con haüynite da me osservati nei quali quel minerale non esiste.

LAPIS-LAZULI

(Lazurite)

1. 1773. J. Ferber, Briefe aus Welschland etc., pag. 221 della trad. francese di Dietrich.
2. 1801. S. Breislak, Voyages physiques et lythologiques dans la Campanie, pag. 163.
3. 1815. L. Gmelin, Schweigger's Journal für Chemie und Physik, XIV, 325.
4. 1818. S. Breislak, Institutions géologiques, III, 76.
5. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 302.
6. 1826. N. Covelli, Débit de minéraux du Vésuve, pag. 4.
7. 1842. D. F. Wiser, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u s. w., pag. 225.
8. 1869. G. vom Rath, Pogg. Ann., CXXXVIII, 491.
9. 1893. A. Lacroix, Les enclaves des roches volcaniques, pag. 298.

Osservato per il primo da Ferber (1), che lo chiamò « verde e azzurro di monte ». Breislak (2) ne descrisse, sotto il nome di lazulite, diverse varietà trovate dal Thomson: in seguito le riferì alla haüynite (4). Gmelin (3) descrisse un « fossile azzurro » del Vesuvio, che, in base alla descrizione, appartiene senza dubbio al lapis-lazuli, ma fu, allora, piuttosto avvicinato alla haüynite. Monticelli e Covelli (5) distinsero quest'ultima dal lapis-lazuli: confrontarono il comportamento pirognostico del lapis-lazuli del Monte Somma e di quello asiatico, trovando delle differenze, che fecero sorgere dei dubbî sulla esattezza della determinazione. Wiser (7) ripetè le esperienze ed i confronti, accertando definitivamente l'identità dei due minerali.

Sistema cristallino: cubico.

Forme: $d\{110\}$.

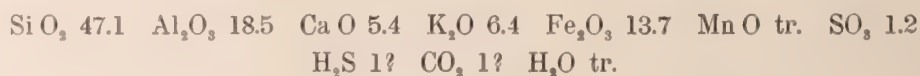
Il primo che abbia descritto cristalli di lapis-lazuli del Monte Somma è stato Covelli (6), il quale ha ricordato il « Lapis dodécaèdre, bleu, terne ». L'osservazione di Covelli non fu, però, presa in considerazione, e soltanto molti anni più tardi vom Rath (8) descrisse dei piccoli rombododecaedri che tappezzavano le pareti di una fessura di un campione di lapis-lazuli. vom Rath aggiunse che A. Scacchi gli aveva comunicato di possedere un netto cristallo $\{110\}$ di questo minerale.

Nel Museo di Napoli vi è un campione con una piccola geodina, nella quale si vedono parecchi minuti rombododecaedri, il più grande dei quali raggiunge 1 ½ mm.

Il lapis-lazuli cristallizzato è, al Monte Somma, come del resto anche altrove, una vera rarità. Si rinviene di solito in masserelle terrose o incrostanti, senza splendore, di un bel colore azzurro intenso.

Comp. chimica. Prossima a quella della haüynite, col silicato $Na_4(NaS_3 . Al)Al_2(SiO_4)_3$ in miscela isomorfa.

Di analisi del lapis-lazuli del Monte Somma ne è nota una sola eseguita da Gmelin (3), su materiale assai impuro:

SiO_2 47.1 Al_2O_3 18.5 CaO 5.4 K_2O 6.4 Fe_2O_3 13.7 MnO tr. SO_3 1.2
H_2S 1? CO_2 1? H_2O tr.

Monticelli e Covelli e, poi, Wiser studiarono il comportamento al cannello, ma i primi in modo poco preciso. Al cannello fonde facilmente in un vetro bianco, bolloso. Con gli acidi gelatinizza.

Giacitura. Il lapis-lazuli si rinviene al Monte Somma in piccole masserelle incluse nel calcare granulare bianco, coperto qua e là da piccole macchie brune di limonite. Breislak affermò che nel nostro minerale non era stata mai trovata nè la pirite, nè la mica, caratteristiche ambedue del lapis-lazuli asiatico. Gmelin riconobbe la mica e notò anche sul calcare, in vicinanza del lapis-lazuli, delle macchie brune riferite dubbiosamente a pirite alterata. Monticelli e Covelli scrissero che la massa del lapis-lazuli del Monte Somma è « aspersa di minime punte di ferro solforato »; Wiser, che dette una descrizione esatta del modo di rinvenirsi di questo minerale, non parlò della pirite, ma, invece, di una mica di colore bianco-argentino. Nei campioni che io ho esaminato non ho incontrato che raramente assai la pirite associata al lapis-lazuli, sempre, invece, la mica. Ho potuto osservare che quasi sempre il lapis-lazuli si presenta incrostante tra il calcare e dei noduli di una roccia ricca in mica [1]): spessissimo, rompendo le masserelle di lapis-lazuli, si vedono nel loro interno dei frammenti della roccia ora ricordata. L'esame microscopico mi ha permesso facilmente di stabilire che si tratta di una trachite micacea, che presenta una certa analogia con quelle descritte da Lacroix [2]). In una massa fondamentale di sanidino si hanno grandi cristalli di biotite, molto abbondanti, altri più rari di sanidino, e, infine, degli altri ancora, meno frequenti, di un pirosseno frantumato e corroso, verdastro nella parte centrale ed incoloro all'orlo. Abbondanti sono dei granuletti e dei cristallini di magnetite. I plagioclasi sono scarsissimi. Tutta la roccia è inglobata da frammentini di calcite, che ne formano una parte cospicua, ed è specialmente in relazione con questa calcite che si osserva il lapis-lazuli. Questo minerale è stato considerato da Brögger e Bäckström [3]) come una formazione di contatto: senza dubbio, l'aver osservato dei frammenti di una trachite nei calcari con lapis-lazuli parla molto in favore delle idee dei due mineralisti scandinavi.

Blocchi calcarei a lapis-lazuli come quelli descritti sono stati talvolta rigettati dal Vesuvio: così, Monticelli e Covelli (5) riferiscono che, durante l'eruzione del 1822, fu lanciata una bomba calcarea contenente una piccola massa di lapis-lazuli del diametro medio di 4 cm.

Lacroix (9) ha osservato in un blocco calcareo una geode riempita da una miscela di pirosseno, wollastonite e spinello, modellati dalla meionite e poi dal lapis-lazuli: quest'ultimo conteneva alcune grosse inclusioni vetrose a bolla.

GRUPPO GRANATO

GROSSULARIA — ALMANDINO — ANDRADITE — MELANITE

1. 1773. J. Ferber, Briefe aus Welschland ecc., pag. 218-219 della trad. francese di Dietrich.
2. 1783. Romé De l'Isle, Traité de Cristallographie, II, 293.
3. 1791. G. Gioeni, Saggio di litologia vesuviana, pag. 109.
4. 1824. G. Trolle-Wachtmeister, Pogg. Ann., II, 12.
5. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 237.
6. 1842. G. Rose, Reise nach dem Ural ecc., II, 489.

[1]) Gmelin aveva fatto già quasi un secolo fa la stessa osservazione. Egli riconobbe, appunto, che i compagni costanti del suo fossile azzurro sembravano essere una massa basaltica ed un calcare scaglioso, la prima, assai tenace, in frammenti irregolari circondati da un sottile strato del minerale azzurro, al quale succede la massa calcarea. Anche Brocchi (*Catalogo ragionato di una raccolta di rocce* ecc., pag. 221) notò che la sua lazialite amorfa, opaca e terrosa (che, per questi caratteri, è indubbiamente lapis-lazuli) ricopre « masse e filoncelli di roccia silicea bruna, sparsa di squame di mica », avvolti nel calcare.

[2]) Nouvelles Archives du Muséum, (4e) IX, 136. Una differenza sensibile tra le trachiti micacee di Lacroix e quelle associate al lapis-lazuli sta nel fatto che nelle prime mancano i microliti di sanidino.

[3]) Zeitsch. für Kryst., 1890, XVIII, 271.

7. 1847. A. Breithaupt, Vollst. Handbuch der Mineralogie, III, 645.
8. 1852. A. Scacchi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze di Napoli, pag. 105.
9. 1869. C. W. C. Fuchs, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 52.
10. 1872. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, V, N. 22, pag. 6, 10, 11, 12.
11. 1874. M. Bauer, Zeitsch. d. d. geol. Gesellsch., pag. 127, 197.
12. 1878. P. Groth, Die Mineralien-Sammlung der Kaiser-Wilhelms-Universität Strassburg, pag. 208-209.
13. 1883. C. Klein, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., I, 136.
14. 1886. B. Mierisch, Tschermak's min. petr. Mitth., VIII, 143.
15. 1889. A. Scacchi, Catalogo dei minerali e delle rocce vesuviane ecc., pag. 43.
16. 1893. A. Lacroix, Les enclaves des roches volcaniques.
17. 1907. A. Lacroix, Nouvelles Archives du Muséum, (4[e]) IX.

Il granato del Monte Somma, ricordato già da Ferber (1), è stato poi descritto accuratamente da Romé De l'Isle (2), il quale non solo ne conobbe le principali varietà e le forme cristalline più comuni, ma anche la giacitura più frequente. Benchè al Monte Somma si conoscano ben quattro diverse specie di granati, pure esse sono legate da tanti termini di passaggio, che non credo opportuno dare una descrizione distinta per ciascuna.

Sistema cristallino: cubico.

Forme: *d*}110{ *a*}100{ *n*}211{ *e*}210{ *r*}332{ *s*}321{.

Romé De l'Isle (2) osservò *d* e *n*, che furono ritrovate anche da Gioeni (3): Monticelli e Covelli (5) aggiunsero *s*, Rose (6) *a*, Bauer (11) *er*. Groth (12) osservò *dans*, Scacchi (15) soltanto *dns*; io ho osservato le stesse forme di Groth.

Delle quattro specie di granato la più rara è la *grossularia*, che forma piccoli cristalli di colore gialliccio, riferiti, perciò, da taluni alla hessonite. Il colore giallo è d'intensità molto variabile: alcune varietà sono quasi incolore, altre giallo-miele cupo. Nei cristalli di grossularia, ricordati già da Romé de l'Isle (« J'en ai vu... d'autres qui tiroient sur la couler de la chrysolite etc. ») Bauer ha trovato le forme *dnaer*, Klein (13) soltanto *dn*. In quelli che io ho studiati non esistevano che queste due sole forme, ma, in compenso, l'habitus era svariato, perchè nei cristalli di alcuni blocchi dominava, come è il caso ordinario al Monte Somma, }110{, in quelli di altri, invece, }211{ [1]). Non ho mai trovato queste forme separate: nei cristalli con }211{ dominanti, il rombododecaedro è sempre molto ridotto ed in taluni quasi mancante. I cristalli di grossularia misurano di solito 2-3 mm., ma possono raggiungere anche i 5-6 mm. Groth (12) riferisce alla grossularia-hessonite dei cristalli di colore bruno-scuro con *dsna*, qualche volta senza il cubo, e degli altri cristalli bruno-chiari }110{ }211{.

L'almandino non è separabile nettamente dall'andradite o granato comune, come dimostra l'analisi più sotto riferita di Trolle-Wachtmeister: si presenta in cristalli di colore rosso di varie gradazioni, che arrivano, benchè di rado, anche a 2 cm. nella loro massima estensione. Di solito offrono la combinazione }110{ }211{ col rombododecaedro sempre dominante, abbastanza raramente anche }321{ con esili faccette. In un solo cristallo ho osservato la combinazione *dans*. Oltre che netti cristalli isolati, l'almandino e l'andradite formano sovente delle zone brune, insieme all'augite, nei blocchi calcarei.

---

[1]) È probabile che i cristalli del Monte Somma }211{ }110{ descritti da Gioeni ((3), pag. 114, N. 4) come appartenenti alla leucite (granato bianco del Vesuvio) sieno stati di grossularia.

La melanite si presenta in cristalli neri o bruni, che vanno da dimensioni microscopiche fino a più di 1 cm. Nei suoi cristalli io ho osservato soltanto {110} {211}: Bauer anche {332}.

Caratteristica dei granati vesuviani, sulla quale ha insistito già Mierisch (14) è la struttura zonata a zone alterne di colore più chiaro e più scuro che in essi si riscontra quasi sempre: soltanto i minuti cristallini di melanite sono, secondo Mierisch, omogenei. Io devo per altro notare che ciò non è esatto, perchè, in realtà, anche nella grossularia in nitidi cristalli manca sovente la struttura zonata. Anche notevole è l'abbondanza di inclusioni di sanidino, augite, anfibolo e idocrasio, raramente di liquidi con cristallini di Na Cl, nei cristalli dei vari granati del Monte Somma, ad eccezione dei cristallini assai piccoli di melanite. Mierisch ha studiato accuratamente queste inclusioni, disposte talvolta in modo regolare ({010} del sanidino parallelo a {100} del granato), ed ha notato che qualche volta la quantità delle inclusioni aumenta tanto, che il granato non forma più che un sottilissimo orlo esterno, originandosi così delle perimorfosi.

Secondo Klein (13) la grossularia del Monte Somma sarebbe quasi perfettamente isotropa: anche il granato bruno non presenterebbe anomalie ottiche ben spiccate. Mierisch è giunto a risultati del tutto diversi, che io posso pienamente confermare: in generale, i granati sia del Vesuvio che del Monte Somma sono nettamente anisotropi e le sezioni orientate si comportano giusta le vedute di Klein, sono, cioè, in relazione con la forma esterna dei cristalli. Ne segue, quindi, che nella maggior parte dei casi si ha la struttura rombododecaedrica: nelle grossularie con {211} dominante si osserva, invece, quella icositetraedrica.

Da un cristallino di colore giallo vino pallido ho fatto tagliare un prisma, ed ho ottenuto per l'indice di rifrazione i seguenti valori:

n_{Li} 1.7662 n_{Na} 1.7708 n_{Tl} 1.7752

Questi valori sono notevolmente più alti di quelli trovati da Wülfing [1]) e da Seebach [2]) in alcune grossularie e hessoniti, e si avvicinano, invece, a quelli dell'almandino di Ceylon studiato dallo stesso Seebach.

Valori ancora più elevati ho ottenuto in un bel prisma tagliato da un cristallo {110} {211} di colore giallo verdastro chiaro:

n_{Li} 1.7729 n_{Na} 1.7790 n_{Tl} 1.7844

Durezza = 7 7,5: peso spec. 3,420 (Trolle-Wachtmeister (4)) per i cristalli rossi; 3,566 (Breithaupt (7)) e 3,572 (Jannasch) per quelli gialli.

Comp. chimica.

La grossularia, secondo l'analisi di Jannasch I (in Klein (13)), ha composizione prossima a quella tipica rappresentata dalla formula $Ca_3Al_2(SiO_4)_3$: i cristalli bruno-rossi studiati da Trolle-Wachtmeister (4) II più che come almandino, dovrebbero considerarsi come andradite:

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	Perd. per calc.	Sa
I	39.83	20.16	1.03	1.21	0.46	35.42	0.97	0.33	1.04	100.45
II	39.93	13.45	10.95	3.35	1.40	31.66	—	—	—	100.74

[1]) Cfr. Rosenbusch, *mikroskopische Physiographie etc. Die petrographisch wichtigen Mineralien* Spez. Theil, pag. 18.

[2]) Inaug. Diss. Heidelberg, 1906.

Al cannello sono in vario grado fusibili.

Tutte le varietà non sono attaccate dagli acidi.

Giacitura. Al Monte Somma il granato è frequentissimo, si rinviene per lo più insieme all'idocrasio, sopratutto nei blocchi calcarei metamorfosati [1]) e nelle sanidiniti pneumatolitiche, come si dirà più estesamente quando si parlerà dell'idocrasio.

Oltre che da questo minerale, il granato è accompagnato spessissimo dalla sodalite, talvolta, nei blocchi calcarei, dalla cuspidina. Mierisch è di avviso che il granato in questi blocchi si trovi soltanto nelle druse, ma io posso assicurare che qualche volta si rinviene anche nella loro massa.

Interessanti sono dei blocchi costituiti quasi esclusivamente da granato rossiccio o giallo-bruniccio, con poco sanidino e, spesso, con sodalite, che devono essere considerati come formanti originariamente il riempimento di geodi di blocchi calcarei.

Meno abbondante il granato (melanite) è nelle trachiti micacee (Lacroix (16), pag. 273-279 e (17), pag. 137), nelle fonoliti a facies tinguaitica, nelle microsieniti nefeliniche e sodalitiche ad idocrasio, nelle microsieniti a sodalite con struttura foyaitica: più frequente è nelle sanidiniti a sodalite (Lacroix (17), pag. 140, 144, 145, 142).

Il granato pneumatolitico (melanite) è stato osservato per il primo da Scacchi (8) sulle scorie di Cancherone [(minuti cristalli splendenti, di colore bruno {110} {211}), che furono ridescritti recentemente da Lacroix ((17), pag. 79)] nelle cellette dei massi rigettati nel 1822 ({110} {211} neri o bruni) [2]) ed in alcuni massi raccolti nel cratere del Vesuvio poco dopo l'incendio del 1839; più tardi (10) in taluni blocchi del 1872. Lacroix (17) l'ha trovato nelle geodi dei blocchi del 1822 composti di bacchette rettangolari di sanidino avviluppanti pirosseno e wollastonite, sotto forma di cristalli neri {110} {211} che in lastre sottili diventano giallo-verdastri, e nelle cavità di un blocco di leucotrife rigettato nel 1906, in cristallini bruno-rossastri {110} {211}, di colore giallo d'oro in lamine sottili, associati a un po' di augite egirinica.

Fuchs (9) sulla parte scoriacea della lava del 1832 ha osservato piccolissimi granuli bruni « die man für Granat halten kann ». La determinazione è, per altro, molto dubbia.

GRUPPO CRISOLITE

MONTICELLITE, FORSTERITE, OLIVINA, FAYALITE

MONTICELLITE $Ca\,Mg\,Si\,O_4$

1. 1831. H. J. Brooke, Phil. Mag., X, 265; Pogg. Ann., XXIII, 369.
2. 1839. T. Monticelli, Appendice al Prodromo della miner. vesuv., pag. 13.
3. 1841. A. Breithaupt, Pogg. Ann., LIII, 151.
4. 1842. A. Scacchi, Distribuzione sistematica dei minerali.
5. 1843. A. Scacchi, Ann. des Mines, (4e) III, 380.
6. 1845. A. Scacchi, Napoli e i luoghi celebri delle sue vicinanze, II, 409.
7. 1860. C. F. Rammelsberg, Pogg. Ann., CIX, 569.
8. 1870. G. vom Rath, Pogg. Ann., Ergbd. V, 434.

La monticellite fu scoperta da Brooke (1) che la dedicò a T. Monticelli.

Il Brooke eseguì soltanto lo studio cristallografico, ma pochi anni dopo il Monticelli (2) riferiva che « l'analisi chimica fatta dal sig. Scacchi la dimostra [la monticellite] composta di silice, magnesia e calce secondo la formula $(Ca\,Mg)\,\ddot{S}i$ ». Alle differenze nei valori angolari constatate da Brooke tra peridoto e monticellite veniva, così,

[1]) È questa la giacitura esattamente descritta da Romé de l'Isle prima, da Gioeni, poi.

[2]) Erano stati già ricordati da Monticelli e Covelli.

ad aggiungersi anche una cospicua diversità nella composizione chimica, sicchè la nuova specie restava perfettamente individualizzata. Le misure cristallografiche di Brooke ricevevano, intanto, una conferma, per quanto non esplicita, da Breithaupt (3), il quale descriveva un minerale somigliante alla crisolite, ma riconosciuto identico alla monticellite cristallizzata di Brooke. E poco dopo Scacchi ((4), (5) e (6)) insisteva sulle differenze che esistono tra monticellite e forsterite-olivina, e nel terzo dei lavori citati protestava contro la confusione fatta da taluni tra « peridoto bianco » e monticellite, e notava che in quest'ultima una porzione del magnesio del peridoto è sostituita dal calcio e che « questa sostituzione non solo diminuisce la durezza del peridoto, ma lo rende fusibile alla fiamma del cannello ed atto ad essere scomposto con facilità negli acidi ».

Poi, a poco a poco, i caratteri differenziali della monticellite, così decisi, divennero evanescenti. L'affermazione di Scacchi (5) che gli angoli dei cristalli di questo minerale non differiscono da quelli dell'olivina, indusse non pochi studiosi a ritenere la monticellite come tutt'al più una varietà calcifera di olivina, quantunque fosse facile osservare che le misure di Scacchi essendo state prese col goniometro di applicazione, non potevano infirmare quelle di Brooke.

La nuova analisi di Rammelsberg (7), che confermava la formula di Scacchi, essendo stata eseguita su cristalli non misurati, non potè portare ad alcuna sicura conclusione sulla vera posizione della monticellite tra i silicati, e poichè molte « monticelliti » esistenti nelle collezioni furono riconosciute essere semplicemente forsterite od olivina, e Scacchi stesso non potè più rinvenire altro che questi ultimi minerali, si finì col dubitare addirittura dell'esistenza della monticellite anche come varietà ben definita. In buon punto giunse vom Rath (8) a ritrovare, fra i cristalli di humiti a lui inviati da Scacchi, un bel cristallo rombico, con gli angoli vicinissimi a quelli determinati tanti anni prima dal Brooke nella monticellite. Dimostrata, così, l'esattezza delle misure di Brooke e l'esistenza, nel gruppo crisolite, di un minerale con angoli differenti fin di 3° da quelli corrispondenti dell'olivina, restava sempre dubbiosa la composizione chimica della monticellite, non essendo accertata l'identità cristallografica del materiale analizzato da Scacchi e da Rammelsberg con quello studiato da Brooke e vom Rath. Tutti i tentativi di ritrovare la monticellite nei blocchi calcarei del Monte Somma riuscirono infruttuosi, e A. Scacchi scriveva il 9 ottobre 1874 al vom Rath: « Trovo inesplicabile come questa specie a me si nasconde ». Fortunatamente, io ho potuto, nel 1908, scoprire alcuni cristallini di monticellite in un blocco del Monte Somma, e stabilirne con le misure l'identità cristallografica con quelli di Brooke e di vom Rath, con l'analisi qualitativa l'identità chimica col materiale analizzato da Scacchi e da Rammelsberg. Se queste nuove ricerche non hanno più importanza per la determinazione della vera natura del minerale, posta fuori dubbio dagli studî eseguiti da Pirsson, Genth e Penfield e Forbes sulla monticellite di Magnet Cove, serviranno, almeno, ad accertare l'esistenza della monticellite al Monte Somma, esistenza che negli ultimi anni era stata considerata da alcuni come problematica, specialmente dopo che Frenzel, analizzando dei cristalli mal formati staccati dal campione originale di Brooke, aveva trovato la composizione di un'olivina povera in ferro, con soltanto 1,58 $^0/_0$ CaO.

Sistema cristallino: rombico.

$$a:b:c = 0.4348:1:0.5759 \quad \text{Zambonini}$$

Dagli angoli fondamentali di Brooke $(110):(1\overline{1}0) = 47°6'$ e $(111):(110) = 35°0'$ seguono le costanti $a:b:c = 0,4359:1:0,5706$: da quelli vom Rath $(111):(\overline{1}\overline{1}1) = 38°13'$ e $(111):(110) = 34°39'$ segue $a:b:c = 0,4338:1:0,5758$. Il rapporto assiale che io propongo per la monticellite è stato dedotto dagli angoli $(110):(\overline{1}10) = 46°57'$, $(010):(111) = 70°52'$, $(110):(111) = 34°41'$, $(111):(1\overline{1}\overline{1}) = 41°5'$, che rappresentano la media di diversi valori concordanti ottenuti non solo nel cristallo misurato da vom Rath, ma anche in quei po-

chissimi da me ritrovati che hanno permesso esatte misure. Le mie costanti sono assai vicine a quelle di vom Rath, alle quali le ritengo preferibili, perchè fondate su un numero più considerevole di misure. Le differenze tra le costanti di v. Rath e le mie da un lato e quelle di Brooke dall' altro sono dovute al fatto che i cristalli studiati da quest'ultimo avevano facce poco splendenti, tanto che Brooke stesso dichiarò le sue misure bisognevoli di correzione.

Forme: *b*{010} *m*{110} *s*{120} *h*{011} *k*{021} *d*{101} *e*{111} *f*{121} *l*{131}.

Brooke determinò *bmke*, vom Rath *bmshkef*, io tutte quelle indicate. {101} è nuova per la monticellite del Monte Somma, {131} per la monticellite in genere, ma è già nota nella forsterite e nell'olivina. {101} l'ho rinvenuta con due sottili faccette nel cristallo già misurato da vom Rath, {131} in uno dei nuovi cristalli da me studiati.

Le combinazioni note le seguenti:

bme Zambonini
bmel »
bmke Brooke
bmshkdef Rath-Zambonini

I cristalli descritti da Brooke avevano habitus quarziforme e somigliavano alla fig. 50 della forsterite, con la differenza, però, che {110} e {010} erano molto raccorciati. Nel cristallo di vom Rath dominano {111} e {110}; notevolmente più piccoli sono {120} e {121}: tutte le altre forme sono affatto subordinate. La figura di vom Rath, riprodotta in quasi tutti i trattati, per corrispondere maggiormente all' originale dovrebbe presentare *s*{120} meno esteso. I nuovi cristalli da me trovati presentano di solito la combinazione *bme*, in uno solo, rappresentato dalla fig. 46, ho determinato anche *l*: il tipo più comune è riprodotto nella fig. 47.

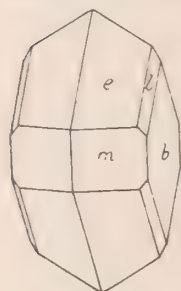



Fig. 46.

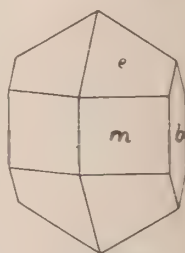



Fig. 47.

I cristalli di Brooke e quelli da me rinvenuti hanno facce poco splendenti: alcuni dei miei non permettono addirittura misure precise, non presentando che facce completamente matte e spesso leggermente corrose. Nella seguente tabella sono riuniti gli angoli misurati ed i calcolati:

	Mis. (media)	Calc.
(110) : (1$\bar{1}$0)	46°57′	47 0′
(110) : (120)	17 31	17 30 ½
(010) : (110)	66 31	66 30
(010) : (111)	70 52	70 51 ¾
(111) : (1$\bar{1}$1)	38 15	38 16 ½
(111) : (110)	34 41	34 42
(111) : (1$\bar{1}\bar{1}$)	82 9 ½	82 8
(120) : (121)	29 40	29 40
(010) : (121)	55 14	55 14
(121) : (111)	15 38	15 37 ½
(010) : (131)	43 53	43 51
(111) : (131)	26 57	27 1
(101) : (111)	19 6	19 9

Gli ultimi due angoli presentano un grado di esattezza minore degli altri.

Nè Brooke, nè Rammelsberg hanno osservato sfaldatura nella monticellite. Rammelsberg dice esplicitamente che manca la sfaldatura secondo {010}. Io, invece, ne ho potuto constatare l'esistenza in modo non dubbio nei nuovi cristalli

da me trovati: posso, anzi, soggiungere che la sfaldatura }010{ è molto distinta, come aveva ammesso già Dana.

La monticellite è quasi incolora, debolmente giallastra ovvero anche grigio-giallastra. La polvere è bianca. Il cristallo di vom Rath che, guardato per riflessione, appare giallo chiarissimo, esaminato per trasparenza si mostra quasi perfettamente incoloro. Il minerale che Breithaupt (3) ha identificato con la monticellite era da bianco a carnicino.

Durezza inferiore a quella della forsterite e dell'olivina: 5.5 secondo Brooke.

Il peso specifico è 3,119 secondo Rammelsberg: Breithaupt dà per il minerale più volte ricordato 3,245 (varietà bianca) e 3,275 (varietà carnicina).

Comp. chimica. $Ca\,Mg\,Si\,O_4$.

Una piccola parte del magnesio è sostituita dal ferro ferroso, come risulta dalla analisi di Rammelsberg:

$$Si\,O_2\ 37.89 \quad Mg\,O\ 22.04 \quad Ca\,O\ 34.92 \quad Fe\,O\ 5.61 \quad Sa = 100.46$$

Al cannello fonde sui bordi acuti e sottili. Con HCl si scioglie completamente e la soluzione, sotto l'azione del calore, si rapprende in gelatina (Rammelsberg).

Giacitura. La monticellite è stata scoperta da Brooke in un calcare cristallino del Monte Somma insieme a mica nera e augite. Il nuovo campione da me rinvenuto è costituito da un frammento di un blocco calcareo con una geode di idocrasio giallo-vino ricoperto in parte da ciuffi di cuspidina alterata. Il calcare contiene molti cristallini di pleonasto, del pirosseno verde, della mica e molti cristallini e granelli di colore giallo-chiarissimo, quasi incolori, ovvero grigiastri. Isolati dal calcare, alcuni cristallini permisero delle misure esatte che li identificarono con la monticellite, mentre altri dettero gli angoli soliti della forsterite. Nei primi fu facile accertare l'esistenza del calcio in quantità considerevoli. Questo modo di rinvenimento spiega la grande difficoltà che presenta il riconoscimento della monticellite nei blocchi calcarei del Monte Somma, nei quali forse è meno rara di quel che sembri a prima vista. I più grandi dei nuovi cristalli di monticellite misurano 3 mm. nella loro maggiore dimensione.

Netti cristalli di « monticellite » con le facce [1]) *bmske* ed altri più imperfetti con un {*hol*} e *c*{001} sono ricordati da Sillem (Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., 1848, 409), ma la loro appartenenza alla monticellite non è accertata. Altrettanto è da dire per i granuli arrotondati, incolori, considerati da vom Rath (Pogg. Ann., 1872, CXLVII, 262) « wahrscheinlich Monticellit » e trovati in un blocco calcareo ricco in periclasia e spinello.

FORSTERITE

(Peridoto bianco)

1. 1824. A. Lévy, Ann. of Philos., (II) VII, 61. Anche Pogg. Ann., V, 167 (in sunto).
2. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 135.
3. 1842. A. Scacchi, Distribuzione sistematica dei minerali, pag. 63.
4. 1847. A. Breithaupt, Vollständiges Handbuch der Mineralogie, III, 718.
5. 1852. W. Miller, Phillips Mineralogy, pag. 318.
6. 1852. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze di Napoli, VI, 269 (letta il 12 novembre 1850). Anche Pogg. Ann., 1853, Ergband III, 184.

---

[1]) Sillem ha adoperato i simboli di Mohs, senza indicare nettamente l'orientazione adottata, dare figure o valori angolari. L'interpretazione che io dò dei suoi simboli non è, perciò, sicura.

7. 1856. F. Hessenberg, Mineralogische Notizen, I, 21.
8. 1860. C. F. Rammelsberg, Pogg. Ann., CIX, 568.
9. 1867. A. Des Cloizeaux, Mémoires sav. étrang., XVIII, 591.
10. 1868. G. vom Rath, Pogg. Ann., CXXXV, 581.
11. 1875. G. vom Rath, Pogg. Ann., CLV, 34.
12. 1883. A. Scacchi, Memorie della Soc. ital. delle Scienze (detta dei XL), IV, pag. 27 dell' estratto.
13. 1886. B. Mierisch, Tschermak's min. petrog. Mittheilungen, VIII, 118 e 119.
14. 1887. M. Bauer, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., I, 1.
15. 1889. A. Scacchi, Catalogo dei minerali e delle rocce vesuviane ecc., pag. 19.
16. 1896. A. Arzruni (con misure di S. Jolles), Zeitsch. für Kryst., XXV, 471.
17. 1896. C. Thaddéeff, Zeitsch. für Kryst., XXVI, 34.

Distinta per il primo da Lévy (1), che la chiamò *forsterite* in onore di L. Forster. A. Scacchi ((3) e (15)) l'ha chiamata di solito *peridoto bianco*, come avevano già fatto Monticelli e Covelli (2). Questa denominazione è assai poco felice, non solo perchè la forsterite non sempre è bianca, ma anche perchè una parte del « peridoto bianco » appartiene senza dubbio alla monticellite.

Sistema cristallino: rombico.

$$a:b:c = 0.4651:1:0.5867 \quad \text{Zambonini}$$

Le prime misure date dal Lévy sono poco esatte ((110):(1$\bar{1}$0) = 51°6′, (010):(111) = 69°37′, (001):(111) = 53°54′) e Scacchi (6) rimarcava che si allontanano di circa un grado da quelle da lui ottenute nel suo « peridoto ialino », che è, senza dubbio, da riferirsi alla forsterite: in un cristallo Scacchi misurò (001):(111) = 54°6′ e (010):(111) = 70°10′, dai quali valori segue $a:b:c = 0.4613:1:0.5786$, ossia un rapporto assiale vicinissimo a quello dell'olivina. Miller (5) trovò, indipendentemente da Scacchi, che gli angoli misurati in alcuni buoni cristalli sono assai prossimi a quelli dell'olivina. M. Bauer (14) dalle misure eseguite in due cristalli calcolò $a:b:c = 0.4648:1:0.5857$. S. Jolles (16) misurò parecchi cristalli, e dagli angoli (010):(021) = 40°26.1′ e (010):(111) = 69°56.2′ calcolò $a:b:c = 0.4666:1:0.5868$. Io ho avuto a mia disposizione un abbondante materiale, nel quale ho trovato dei cristalli di grande bellezza e perfezione, che hanno permesso delle misure esattissime ed oscillanti entro limiti molto ristretti. Come fondamentali io ho preso gli angoli (010):(110) = 65°3 ½′ e (010):(111) = 69°58 ½′, ciascuno dei quali rappresenta la media di dieci determinazioni eseguite in cristalli diversi e che non si allontanano più di 3′ dal valore medio. Le costanti che ne ho dedotto sono, perciò, a mio parere, da preferirsi a quelle di Bauer, che poggiano sulle misure ottenute in due soli cristalli, ed a quelle di Jolles, che ha potuto studiare dei cristalli non molto perfetti, come risulta dalle oscillazioni abbastanza considerevoli dei valori angolari e dall'accordo non troppo soddisfacente tra gli angoli misurati ed i calcolati. Le mie costanti si avvicinano per il rapporto $a:b$ a quelle di Bauer e per $c:b$ a quelle di Jolles.

Forme: *a*}100{ *b*}010{ *c*}001{ *m*}110{ *s*}120{ *r*}130{ ν}540{ *k*}021{ *h*}011{ *d*}101{ *v*}102{ *e*}111{ *f*}121{ *l*}131{.

Lévy osservò soltanto *cbem*, Breithaupt (4) *bcmek*, Miller (5) *bamsrkhdefl*, Scacchi (6) *bcmhde*, Hessenberg (7) *bacmsrνkdef*, vom Rath (10) *mkhe*, Bauer (14) *bacmsrdhke*, Scacchi (15) in quelli dei cristalli da lui descritti che sono da riferirsi alla forsterite (varietà *bdh*) *bcmrdkef*, Jolles (16) *bmsrdke*, Arzruni (16) oltre a queste forme anche *c*, *h*. Io ho osservato tutte le forme sopra indicate ad eccezione di ν: *v* }102{ è nuova per la forsterite, ma è già nota nell'olivina. Io l'ho osservata in alcuni cristalli con faccette assai piccole, che hanno permesso discrete misure.

(001):(102) = 32°10′ mis. 32°14 ¼′ calc.

Le combinazioni finora note sono le seguenti:

bmk Zambonini
bcem Lévy
bmke Miller, Zambonini
mhke vom Rath
bcmke Breithaupt
bmdke Zambonini
bmrkel »
bmsrkde »
bcmsrdke Bauer, Zambonini
bacmsdhke »
bcmsrdvkhef Zambonini
bamsrdkhefl Miller
bacmsrvdkef Hessenberg
bacmsrdkhefl Zambonini.

Scacchi (15) nelle sue figure 25 e 27 ha rappresentato due cristalli che presenterebbero le combinazioni *brdke* e *bmdk*. Avendo riesaminato i cristalli studiati dallo Scacchi, posso accertare che nella figura 25 è stato indicato per una svista $u = r$, invece di $u2 = m$: si tratta, quindi, della combinazione da me frequentemente osservata *bmdke*. Quanto ai cristalli della fig. 27, in essi *e* {111} è sempre presente, quantunque con facce sempre molto piccole, talvolta pressochè invisibili, dimodochè anche in questo caso si ricade nella comb. *bmdke*.

I cristalli di forsterite del Monte Somma hanno habitus assai variabile, come bene notava Bauer nel suo importante lavoro (14), nel quale è raccolta e discussa quasi tutta la letteratura di questo minerale: si può dire che quasi ogni cristallo forma un tipo a sè. In tutti {010} è fortemente sviluppato e questa forma è sempre facilmente riconoscibile per il suo splendore leggermente madreperlaceo. Insieme a {010} si rinviene sempre {110}, sia solo, sia unito agli altri prismi {*hko*}, e {021}: raramente manca {111}. Anche {101} è molto frequente, e così pure {001}, mentre {100}, {121} e {131} sono decisamente più rari, specialmente {131}. La grandezza relativa di queste diverse forme è variabilissima. Nelle fig. 48-54 sono rappresentati alcuni cristalli più notevoli, che completano, con le figure già pubblicate da altri studiosi, le nostre conoscenze sull'habitus dei cristalli di forsterite. I più comuni sono quelli della fig. 48, anche frequenti sono quelli riprodotti dalla fig. 49: tutti questi cristalli sono incolori, biancastri o alquanto giallicci, per lo più poco splendenti o del tutto matti. Sono generalmente terminati ad ambedue le estremità dell'asse *c*, nella direzione del quale possono raggiungere, quantunque di rado, i 2 cm. Molto interessanti sono i cristalli quarziformi (fig. 50), figurati già da Monticelli e Covelli (Tav. IV, fig. 49 del *Prodromo*), i quali, però, non li avrebbero trovati nel peridoto bianco ma, invece, in quello giallo-verdiccio. Miller ne esaminò e figurò alcuni, nei quali *k* è più piccolo che nei miei: la figura di Miller fu riprodotta da Des Cloizeaux [1]). I cristalli quarziformi (in uno solo dei quali rinvenni tracce di {130} e di {131}) sono incolori, spesso mal formati e misurano fino 7,5 mm. nella direzione di *c*.

[1]) Manuel de Minéralogie, 1862, fig. 46.

Nella fig. 51 sono rappresentati dei cristalli di colore grigio con una leggera punta nel verdastro, il più grande dei quali misura mm. **11** $(c) \times 8\,(a) \times 5{,}5\,(b)$. Sono sempre terminati ad un estremo soltanto di c.

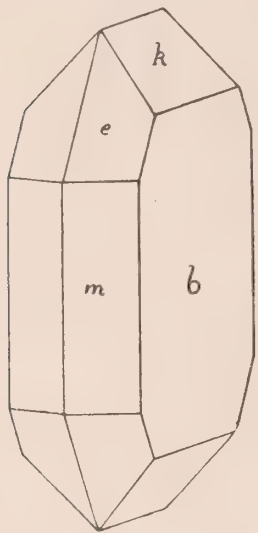
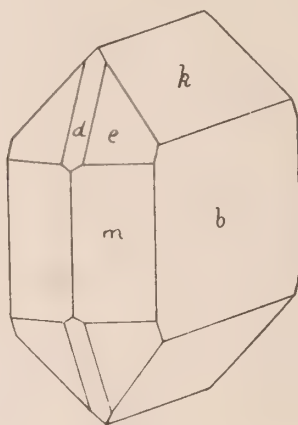
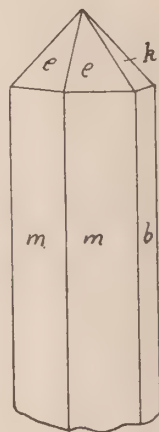



Fig. 48. Fig. 49. Fig. 50.

Le loro facce hanno un aspetto rugoso caratteristico, ma danno misure abbastanza buone. Mentre in alcuni di questi cristalli {111} ha tutte le sue facce, in altri

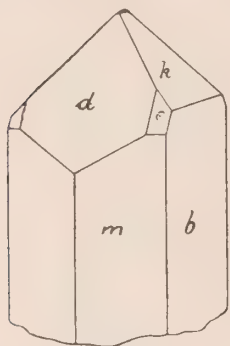
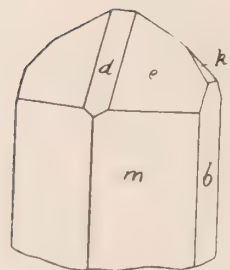
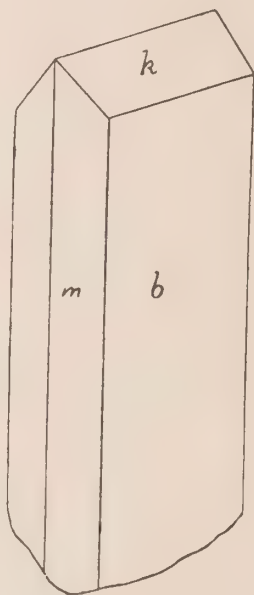
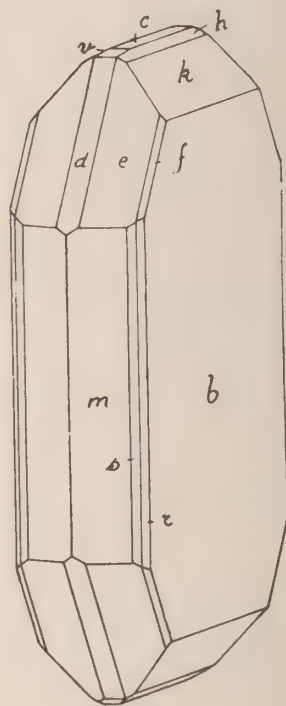



Fig. 51. Fig. 52. Fig. 53. Fig. 54.

non ne ha che una sola. Nella fig. **52** sono effigiati alcuni cristalli incolori, piuttosto rari. Un tipo affatto eccezionale è rappresentato dalla fig. **53**. Altri cristalli si avvi-

cinano a questa figura, ma oltre a }110{ mostrano anche }120{ e }130{ e, con piccole faccette, }101{ e }111{. Non frequenti sono dei cristalli di forsterite tabulari secondo }010{ ed allungati secondo *a*, somiglianti alla fig. 56 della fayalite, con la differenza, però, che in essi }110{ domina considerevolmente su }120{. Un cristallo ricco di facce è rappresentato nella fig. 54.

I geminati a penetrazione sono frequenti nella forsterite del Monte Somma. Scacchi (6) li ha per il primo esattamente descritti, ma si è, finora, di solito erroneamente creduto che i cristalli nei quali sono stati osservati fossero di olivina. Erano, invece, di forsterite, come risulta non solo dalle descrizioni che ne ha date Scacchi (6) e (15) [1], ma anche da alcune ricerche qualitative che ho istituito sui cristalli originali dell'illustre mineralista napoletano.

Questi geminati di forsterite avvengono secondo la legge: piano di geminazione una faccia di }011{. G. v. Rath (10) ha descritto e figurato uno di questi geminati, considerandolo appartenente alla monticellite, ma con tutta probabilità, dati gli angoli riferiti dal vom Rath, si tratta di forsterite [2]. Scacchi (6) ricordò brevemente anche dei trigeminati di « peridoto bigio », dei quali non potè determinare esattamente le leggi di geminazione, non permettendo le loro facce misure esatte. Soltanto recentemente Arzruni (16) potè studiare un trigeminato analogo a quelli accennati da Scacchi, e stabilire con certezza che l'individuo centrale è geminato col destro secondo (031) e col sinistro secondo (011), accertando, così, nella forsterite del Monte Somma, l'esistenza di un'altra legge di geminazione: piano di geminazione una faccia di }031{.

Lévy aveva creduto di osservare nella forsterite una facile sfaldatura secondo }001{: Miller la indicò secondo }001{ e }010{. Scacchi (6) ritenne non improbabile un errore di Lévy, avendo constatato solo di rado l'esistenza di *tracce* di sfaldatura parallelamente alla base, mentre in tutti i cristalli di forsterite è facile scorgere quella perfetta secondo }010{. Arzruni confermò i risultati di Scacchi. Io non ho mai osservato la sfaldatura basale: l'esistenza di quella parallela a }010{ è svelata già dal leggero splendore madreperlaceo che presentano, come si è già detto, le facce di questa forma a differenza delle altre. Anche Mierisch (13) al microscopio non riscontrò che questa direzione di sfaldatura.

Le costanti ottiche della forsterite del Monte Somma sono state determinate da Des Cloizeaux (9) e da Arzruni (16)

Des Cloizeaux				2V
2Ha, rosso	100°52′	2Ho, rosso	111°28′	86° 1′
2Ha, giallo	101 2	2Ho, giallo	111 13	86 10
2Ha, azzurro	101 30	2Ho, azzurro	110 43	86 32

βr 1.657 βg 1.659 β azzurro 1.670

Arzruni					2V
2Ha$_{Li}$	99°31′	99°16′	2Ho$_{Li}$	110°47′	85°38′
2Ha$_{Na}$	99 45	99 28	2Ho$_{Na}$	110 44	85 45
2Ha$_{Tl}$	100 7	99 58	2Ho$_{Tl}$	110 42	85 56

[1]) *h*, cristalli gemini di color bianco sudicio traslucidi ecc. (l. cit., pag. 20).

[2]) In tal caso alle combinazioni osservate nella forsterite del Monte Somma si dovrebbe aggiungere quella presentata dal geminato di vom Rath: *bcmdkhe*.

La forsterite contiene spesso inclusioni di pleonasto: secondo Mierisch mancano completamente altre inclusioni.

Il colore è piuttosto variabile: più spesso la forsterite del Monte Somma è incolora o debolmente gialliccia, ovvero bianca. Qualche volta è grigiastra e se ne trova anche di colore grigio con una leggera punta nel verdastro, ovvero nel roseo.

Durezza alquanto inferiore a 7.

Il peso specifico secondo Rammelsberg (8) è 3,243 (Anal. I), secondo Thaddéeff (17), 3,223 (Anal. V) e 3,245 (Anal. VI).

Comp. chimica. Mg_2SiO_4 con piccole quantità di Fe_2SiO_4.

Già Children (in Lévy) riconobbe che la forsterite è essenzialmente composta di biossido di silicio e di magnesia. Analisi sono state eseguite da Rammelsberg (I), da vom Rath (11) (II), da Mierisch (III e IV) e da Thaddéeff (V e VI).

	I	II	III	IV	V [1]	VI
SiO_2	42.41	42.33	41.09	41.85	42.65	42.39
MgO	53.30	54.90	52.51	56.17	56.57	55.09
FeO	2.33	1.57	3.80	1.07	1.35	3.12
CaO	—	tr.	—	—	0.29	—
Na_2O	—	—	0.30	0.12	—	—
K_2O	—	—	0.18	0.40	—	—
Perdita per calc.	—	—	0.24	0.19	—	—
Al_2O_3	—	—	—	—	—	0.23
	98.04	98.80	98.12	99.80	100.86	100.83

Al cannello è infusibile: con l'acido cloridrico gelatinizza, quantunque lentamente.

Giacitura. La forsterite si trova esclusivamente nei blocchi calcarei, dei quali costituisce un componente assai importante. Oltre che nella massa di questi blocchi, si rinviene anche nelle loro geodi. Il minerale che costantemente accompagna la forsterite è il pleonasto: si hanno, poi, in quantità maggiore o minore (talvolta piccolissima) gli altri minerali soliti a rinvenirsi nei blocchi calcarei. Come costituente di tali blocchi la forsterite si presenta in forma di cristallini imperfetti o di granuli irregolari incolori o leggermente giallicci: secondo le osservazioni di Mierisch sono sempre avvolti da un anello di sostanza grigia, torbida, formata da calcare criptocristallino. In molti blocchi, però, io ho constatato che questo orlo grigio intorno ai granuli di forsterite manca. Benchè di rado, si trovano al Monte Somma anche dei blocchi costituiti quasi esclusivamente da forsterite e spinello. Nella lava del 1631, A. Scacchi (12) ha rinvenuto dei blocchi formati prevalentemente da forsterite, cosparsa di carbonato di calcio, associata a calcite, spinello ed a globetti silicei piccolissimi.

OLIVINA

(Crisolite, peridoto)

1. 1791. G. Gioeni, Saggio di litologia vesuviana, pag. 97, 162.
2. 1801. D. Dolomieu, Journal des Mines, N. 9.
3. 1801. S. Breislak, Voyages physiques et lithologiques dans la Campanie, I, 150.
4. 1817. G. Brocchi, Catalogo ragionato di una raccolta di rocce ecc. Vesuvio.
5. 1824. L. P. Walmstedt, Vetensk. Akad. Handling. Stockholm, II, 359.
6. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 135.

[1] Questa analisi è stata eseguita sul materiale studiato cristallograficamente da Jolles.

7. 1852. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, VI, 269. Anche Pogg. Ann. 1853, Erg-Band III, 184.
8. 1860. C. F. Rammelsberg, Pogg. Ann., CIX, 568.
9. 1862. A. Des Cloizeaux, Manuel de Minéralogie, pag. 30.
10. 1867. G. A. Kenngott, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 313, 435.
11. 1873. v. Dingestedt, Tschermak's min. petr. Mittheilungen, pag. 130.
12. 1875. G. vom Rath, Pogg. Ann., CLV, 34.
13. 1875. Kalle in Rammelsberg's Mineralchemie, pag. 427.
14. 1876. A. Scacchi, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 637.
15. 1883. A. Scacchi, Memorie della Soc. ital. delle Scienze (detta dei XL), IV, N. 8, pag. 27 e seg.
16. 1885. F. Kreutz, Tschermak's min. petr. Mittheilungen, VI, 142.
17. 1886. B. Mierisch, Tschermak's min. petr. Mittheilungen, VIII, 139.
18. 1889. A. Frenzel in Hintze, Handbuch der Mineralogie II, 7.
19. 1889. A. Scacchi, Catalogo dei minerali e delle rocce vesuviane, pag. 19.
20. 1891. L. Sinigallia, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., Beil-Bd. VII, 417.
21. 1891. F. Rinne, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., II, 272.
22. 1893. A. Lacroix, Les enclaves des roches volcaniques, pag. 281 e 295 specialmente.
23. 1896. S. L. Penfield e E. H. Forbes, Zeitsch. für Kryst., XXVI, 146.
24. 1901. C. Doelter, Tschermak's min. petr. Mittheilungen, XX, 307.
25. 1906. C. Doelter, Sitzungsberichte der Akad. der Wissensch. zu Wien, CXV, Abth. I, 1329.
26. 1907. A. Lacroix, Nouvelles Archives du Museum, (4e) IX, pag. 33 e 77 specialmente.

Gioeni (1) per il primo ha ricordato esplicitamente l'olivina (crisolite) tra i minerali sia dei blocchi del Monte Somma, che delle lave.

Sistema cristallino: rombico.

$$a:b:c = 0.4646:1:0.5866 \text{ A. Scacchi (7)}$$

Queste costanti sono state calcolate dai due angoli (001):(021) = 49°33 ½′ e (010):(110) = 65°4′50″ assunti da Scacchi come fondamentali per l'olivina verdognola del Monte Somma. Angoli in buon accordo con le costanti di Scacchi ha ottenuto vom Rath (12) nell'olivina bruniccio-chiara, pure del Monte Somma.

Forme: *a*{100} *b*{010} *c*{001} *m*{110} *s*{120} *r*{130} *k*{021} *h*{011} *d*{101} *e*{111} *f*{121}.

Di queste forme le più importanti erano note già a Monticelli e Covelli (6), ma le loro figure non permettono una sicura identificazione. Scacchi (7) osservò *abcmsr khdef*; vom Rath (12) *bmsrkdef*; io ho rinvenuto tutte le forme sopra elencate, ed inoltre un {*hol*} e due {*okl*} non determinabili con esattezza, sui quali, quindi, non credo opportuno riferire.

Le combinazioni più importanti dell'olivina del Monte Somma sono le seguenti:

bmk Zambonini
bmsk »
bmskde »
bcmskde Zambonini, Des Cloizeaux. Questa combinazione è molto più frequente delle altre.
bmsrkdef vom Rath, Zambonini
bcmsrkdef A. Scacchi, Zambonini
bacmsrkhde Zambonini
bacmsrkhdef A. Scacchi, Zambonini.

I cristalli nitidi di olivina sono abbastanza rari, ed il loro habitus in complesso è meno variabile di quello della forsterite. In generale sono più o meno schiacciati secondo }010{ ed allungati nel senso di uno degli assi *c* e *a*: qualche volta sono ugualmente estesi in queste due direzioni. Quando sono allungati nel senso di *a* somigliano alla fig. 56 della fayalite; quelli maggiormente estesi secondo *c* alla fig. 54 della forsterite. Tutti questi diversi aspetti si osservano nell'olivina verde giallastra proveniente dal disfacimento delle lave sotto l'azione dei marosi, ed abbondante specialmente sulla spiaggia del Granatello a Portici, nella quale è notevole che spesso }120{ è considerevolmente più grande di }110{. Pure alla fig. 54 della forsterite si avvicinano alcuni dei cristalli di olivina verde dei blocchi del Monte Somma misurati da Scacchi: sono, però, di solito meno allungati nella direzione dell'asse *c*, e, quindi, dello stesso aspetto di quelli di colore bruniccio chiaro figurati da vom Rath [1]). Tutti questi cristalli non misurano, in genere, che pochi millimetri: cristalli un po' più grandi, che raggiungono 11 mm. nella loro maggiore dimensione si rinvengono nelle olivine giallicce: uno di tali cristalli è rappresentato dalla fig. 55.

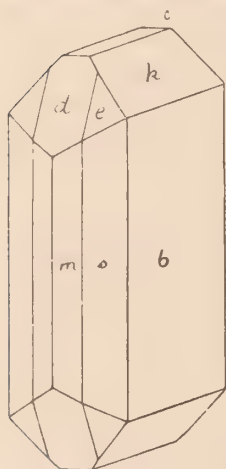



Fig. 55.

Geminati finora non sono noti, almeno con certezza, nell'olivina macroscopica del Monte Somma: tutti quelli descritti sono da riferirsi, come si è già detto, alla forsterite. Nei cristallini scheletrici, microscopici di una lava del Somma, nei quali *a* era l'asse del massimo accrescimento, Rinne (21) osservò geminati a penetrazione secondo }120{.

L'angolo vero degli assi ottici 2V è = 86-87° secondo Des Cloizeaux (9) nell'olivina di Torre del Greco: Penfield e Forbes (23) in una varietà di colore verde olivo scuro con 12,6 % FeO hanno trovato 2Va = 89°46'.

I caratteri microscopici dell'olivina dei blocchi metamorfici del Monte Somma sono stati studiati da Mierisch (17), il quale ha constatato l'esistenza di tracce di sfaldatura secondo }100{ [2]): d'accordo con le mie osservazioni sui cristalli ben formati, macroscopici, non ha mai trovato geminati. Al contrario della forsterite, l'olivina è ricca in inclusioni non solo di spinello, ma anche liquide, con cubi di NaCl. Queste inclusioni riempiono talvolta la massa dell'olivina e raggiungono una grandezza considerevole. Mierisch ha anche osservato delle cavità ripiene di sostanza torbida, come nell'augite, ecc. Inclusioni vetrose non ne ha mai notate.

L'olivina delle leucotefriti del Vesuvio contiene spesso, invece, inclusioni vetrose e di magnetite in cristalli e granuli. Nella lava del 1881 e del 1883 nell'olivina si ha talvolta disposizione regolare delle inclusioni vetrose (Kreutz (16)).

Interessanti sono le associazioni regolari di olivina e clinohumite descritte da Scacchi ((14) e (19)). I cristalli di olivina sono di un bel color giallo intenso, e sono uniti a quelli di clinohumite in modo che le facce (001) e (021) dell'olivina sieno parallele alle (001) e (103) della clinohumite [3]).

---

[1]) La figura di vom Rath si trova riprodotta nei trattati di Dana (6th Ed., pag. 452, fig. 1) e di Hintze (II, pag. 12, fig. 12).

[2]) Lacroix (22) ha osservato talvolta anche dei clivaggi secondo {001}.

[3]) Essendo i cristalli di clinohumite ai quali è associata l'olivina geminati, ne segue che in

L'olivina del Vesuvio e del Monte Somma ha colore molto variabile. Le varietà più frequenti sono giallo-verdicce o giallo-miele: rare sono quelle di colore verdolino, giallo rossastro, giallo bruniccio e rosso giallastro.

Durezza = 6,5. Il peso specifico dell'olivina analizzata da v. Dingestedt (Anal. III) è 3,261, quello dei cristalli brunicci di vom Rath (Anal. IV) 3,183.

Il punto di fusione dell'olivina giallo-chiara del « Vesuvio » è, secondo Doelter (24), 1350°-1380°, della varietà verde scura (impura per biotite e pirosseno) 1140°. Sempre secondo Doelter (25), nell'olivina del Monte Somma con 13,14 % Fe O si ha arrotondamento dei vertici a 1310° e scomparsa della fase cristallina a 1350°.

Comp. chimica. Miscela isomorfa dei due silicati Mg_2SiO_4 e Fe_2SiO_4.

Le analisi finora note sono state eseguite da Walmstedt (5) I, da Kalle (13) II [1], da v. Dingestedt (11) III, da v. Rath (12) IV, da Scacchi (15) V e VI e da Frenzel (18) VII. L'analisi I si riferisce all'olivina dei blocchi del Monte Somma, la II ai granelli verdi isolati dalle sabbie della riva del mare, la III a granuli giallo chiari, limpidi e trasparenti del Monte Somma, la IV a cristalli bruniccio chiari trovati insieme alla clinohumite, la V e la VI al peridoto rosso, granulare dei proietti rinvenuti nella lava del 1631, accompagnato dallo spinello (an. V) o da mica e augite (an. VI). Finalmente l'analisi VII è stata eseguita sull'olivina che accompagna la monticellite nel blocco calcareo dal quale Brooke ha tratto i cristalli originali di questo minerale.

	I	II	III	IV	V	VI	VII
SiO_2	40.08	40.35	42.30	39.93	43.29	40.00	39.68
MgO	44.22	46.70	51.64	48.70	51.34	45.49	52.05
FeO	15.26	12.34	5.01	8.43	4.97 [2])	14.90 [2])	5.71
MnO	0.48	—	—	1.03	—	—	—
Al_2O_3	0.18	—	0.42	0.10	—	—	—
CaO	—	—	1.08	—	tr.	tr.	1.58
	100.22	99.39	100.45	98.19	99.60	100.39	99.02

Al cannello è infusibile Con l'acido cloridrico gelatinizza.

Secondo Kenngott (10) la polvere dell'olivina verde-olio ha reazione fortemente alcalina: arroventata diventa bruniccia e la reazione alcalina non cambia in intensità, si compie soltanto lentamente.

Giacitura. L'olivina è un costituente caratteristico, per quanto presente in quantità molto variabile, delle leucotefriti del Monte Somma e del Vesuvio, come aveva riconosciuto

---

ogni gruppo si avranno due cristalli di olivina in posizione tale che la faccia (001) di uno faccia, come ha trovato Scacchi (19), un angolo di circa 30°2′ con la (010) dell'altro. Da ciò Scacchi ne deduce che i due cristalli di olivina « sono uniti per geminazione ». Questa conclusione non mi sembra giustificata, perchè la posizione relativa dei due cristalli di olivina non è che una conseguenza della geminazione della humite. Se i geminati di humite sui quali si è accresciuta l'olivina ubbidissero a un'altra legge di geminazione, i due cristalli di olivina si troverebbero, uno rispetto all'altro, in posizione diversa. Anche Scacchi, del resto, nel 1876 (14) aveva ritenuto che non si potesse parlare di geminazione.

Questi gruppi, sono, inoltre, anche più complicati di quanto si è detto fin quì: in quello descritto da Scacchi nel 1889 vi erano ben quattro cristalli di olivina sul geminato di humite.

[1]) Pubblicata prima da Rammelsberg (8) senza indicazione dell'autore, come fatta nel suo laboratorio.

[2]) Considerato da Scacchi come Fe_2O_3.

già il Gioeni (1). Breislak (3) trovò l'olivina molto abbondante in alcune lave vesuviane, ma Brocchi (4) fu di altro avviso, e ritenne che i granelli giallo-verdicci delle lave, considerati da Gioeni, Dolomieu (2), Breislak ecc. come olivina, fossero, invece, pirosseno. Monticelli e Covelli (6) però, dimostrarono, in base all'esame al cannello dei granuli isolati dalla lava di Cisterna, l'errore del Brocchi. Molti petrografi hanno studiato l'olivina delle lave del Vesuviò e del Monte Somma, ma le loro ricerche di interesse prevalentemente o esclusivamente petrografico escono dal campo del presente scritto.

Maggiore interesse mineralogico presentano gli studî del Kreutz (16) sull'olivina delle leucotefriti vesuviane del 1881 e 1883, il quale ne ha accuratamente descritto le inclusioni (delle quali già si è parlato), i cristalli scheletrici e le loro forme di accrescimento. Osservazioni in proposito ha eseguito anche Sinigallia (20) sull'olivina delle parti vetrose della lava del 1753, come pure F. Rinne (21), che avrebbe trovato gli scheletri allungati secondo il brachiasse.

Ma oltre che nelle lave del Vesuvio e del Monte Somma, l'olivina si trova abbastanza spesso nei blocchi rigettati di quest'ultimo, nei quali l'osservò per il primo Gioeni e poi il Dolomieu, che ne fece particolare menzione. L'olivina si rinviene nei blocchi calcarei, nei quali sostituisce la forsterite, alla quale, del resto, è legata da numerosi termini di passaggio, e spesso, poi, anche si accompagna. In questi blocchi l'olivina si trova, naturalmente, nelle stesse condizioni della forsterite. Più interessanti e caratteristici sono i blocchi costituiti da olivina, spinello e pirosseno, talvolta anche con mica. Taluni di questi blocchi sono stati descritti da Lacroix (22). Quest'ultimo ha osservato grossi cristalli arrotondati di olivina gialla anche nella roccia della sarcolite. Nella lava del 1631 sono frequenti dei proietti composti di mica, augite ed olivina (quest'ultima più scarsa), studiati da Scacchi (15). L'olivina di questi blocchi spesso ha il suo colore mutato in rosso, ora tendente al bruno, ora al giallastro, con riflessi iridati di colore violetto nella frattura.

Scacchi ha anche raccolto, sempre nella lava del 1631, dei proietti di olivina rossa, granulare, associata allo spinello ovvero alla mica ed all'augite. Il colore nei granuli di questa olivina spesso non è uniforme, ma in molti una parte è rossa e l'altra parte è verdiccia ovvero bianco-giallastra.

Nei blocchi di leucotefriti basiche rigettati nel 1906 Lacroix ((26), pag. 33) ha osservato che l'olivina è trasformata in bowlingite (iddingsite): in un blocco di leucotefrite fessurata della stessa eruzione Lacroix ((26), pag. 77) ha trovato in alcune geodi dell'olivina neogenica in cristalli giallo-paglia, a facce curve, impiantati insieme ad augite, ematite e poca anidrite, sull'ortoclasio che ricopre il fondo delle geodi.

FAYALITE Fe_2SiO_4

(Neocrisolite)

1. 1866. G. vom Rath, Zeitsch. d. d. geol. Gesellsch., XVIII, 570.
2. 1875. A. Scacchi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 77.
3. 1876. A. Scacchi, Rendicondo R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 208.
4. 1887. A. Scacchi, Catalogo dei minerali vesuviani con la notizia della loro composizione e del loro giacimento. Lo Spettatore del Vesuvio e dei Campi Flegrei. Anche Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., 1888, II, 137.
5. 1889. E. Scacchi, Zeitsch. für Kryst., XV, 293.
6. 1907. A. Lacroix, Nouvelles Archives du Museum, (4^e) IX, 66.

Nel 1876 A. Scacchi (3) distingueva col nome di *neocrisolito* dei cristallini neri, con splendore metallico e con i caratteri cristallografici del peridoto, trovati nelle fessure di un ramo della lava del 1631, e che già alcuni anni prima il vom Rath (1) aveva riferito all'olivina. E. Scacchi (5) identificò il neocrisolito con la fayalite.

Sistema cristallino: rombico.

$a : b : c = 0.4594 : 1 : 0.5806$ Zambonini

Queste costanti sono state da me dedotte da numerosi angoli misurati in cristallini bellissimi di fayalite rinvenuti in alcuni blocchi rigettati durante l'eruzione del 1906. Sono vicinissime a quelle che Penfield ha assegnato alla fayalite del Yellostown Park, ma la perfezione dei cristalli vesuviani e la costanza dei valori angolari posti a base del calcolo, che presentano oscillazioni massime di 2', raramente di 3', mi hanno deciso a stabilire un rapporto assiale speciale [1].

Forme: *a*{100} *b*{010} *c*{001} *m*{110} *s*{120} *r*{130} *k*{021} *d*{101} *e*{111}.

Nei cristalli della lava del 1631 E. Scacchi (5) osservò *abcmsrke*, in quelli dei blocchi rigettati del 1906 io ho trovato *abcmskde*: *d*{101} è nuova per la fayalite vesuviana.

Le combinazioni note sono le seguenti:

1. *bnk* E. Scacchi	6. *abcmk* E. Scacchi
2. *abk* »	7. *abcmsk* »
3. *bkms* »	8. *bmskde* Zambonini
4. *abke* »	9. *bmske* »
5. *bkmsr* »	10. *bacmske* »

La fayalite della lava del 1631 presenta, secondo E. Scacchi, due tipi di cristalli. Al primo tipo appartengono i cristalli tabulari secondo {010}, all'altro quelli nei quali domina {100}. Nel primo tipo E. Scacchi osservò le comb. 1, 3, 5, nel secondo le 2, 4, 6, 7.

I cristalli di fayalite dei blocchi del 1906 sono tutti più o meno tabulari secondo {010}, e sono di solito un pochino allungati nella direzione dell'asse *a*: in essi si osservarono le comb. 8, 9 e 10, delle quali la 9 è la più frequente. Costante è il predominio di *s* su *m* (fig. 56): i pinacoidi *a* e *c* sono rari e sempre affatto subordinati.

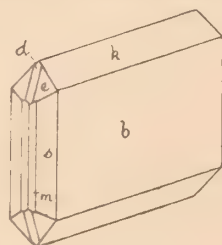



Fig. 56.

Sfaldatura poco perfetta secondo {001}, solo in tracce parallelamente a {010}.

Lacroix (6) ha constatato che nella fayalite della lava del 1631 la bisettrice acuta è negativa e perpendicolare a {100}.

La fayalite sia della lava del 1631 che dei blocchi rigettati del 1906 è quasi nera ovvero bruno scura: lo splendore è assai vivo e metallico. I cristallini per lo più sono pressochè opachi: alcuni di quelli del 1906 sono semitrasparenti.

Comp. chimica. Fe_2SiO_4 con piccole quantità di Mn_2SiO_4 in miscela isomorfa. Questa è la composizione che nel 1876 A. Scacchi (3) assegnò al neocrisolito: più tardi (4) la indicò, invece, con la formula $(Fe, Ca)_2SiO_4$, ma si tratta, senza dubbio, semplicemente o di una vista o di un errore di stampa.

Al cannello fonde facilmente: con gli acidi gelatinizza.

Giacitura. Si trova non frequentemente insieme a magnetite, ortoclasio, augite, sodalite (vom Rath (1)) a tappezzare le pareti delle fenditure della lava del 1631 (lava della

[1]) Ecco un riassunto dei principali angoli misurati confrontati con i valori calcolati:

	mis.	calc.		mis.	calc.
(010):(120) =	47°25 1/2' mis.	47°25 1/2' calc.	(010):(021) =	40°42 3/4' mis.	40°44' calc.
(010):(110)	65 18 1/2	65 19 1/2	(010):(111)	70 11 1/2	70 11 1/4
(120):($\bar{1}$20)	94 50	94 50 3/4	(111):(1$\bar{1}$1)	39 36 3/4	39 37 1/2

Scala): in un ramo di quella lava, nella Cupa di Sabataniello, A. Scacchi scoprì il neocrisolito. In condizioni analoghe, pure accompagnata da ortoclasio e sodalite, l'ho rinvenuta nelle druse di alcuni blocchi di leucotefrite rigettati nell'eruzione del 1906.

Probabilmente di fayalite erano quei cristallini bruni, schiacciati secondo {100}, con le forme {010}, {101} e {021} trovati da Scacchi (2) sulle pareti in parte vetrificate per fusione di un proietto del 1872, insieme a mica, augite nera, apatite e magnetite. Scacchi li riferì al peridoto e li considerò prossimi alla hyalosiderite [1].

GRUPPO SCAPOLITE

MEIONITE — WERNERITE — MIZZONITE

1. 1783. De Romé De l'Isle, Cristallographie, II, 290.
2. 1791. G. Gioeni, Saggio di litologia vesuviana, pag. 113.
3. 1797. J. C. Delamétherie, Théorie de la Terre, II, 326.
4. 1801. R. J. Haüy, Traité de Minéralogie, II, 586.
5. 1818. J. A. Arfvedson, Afhandlingar i Fisik, Kemi och Mineralogie, VI, 255.
6. 1819. L. Gmelin, Schweigger Journal für Chemie und Physik, XXV, 36.
7. 1821. F. Stromeyer, Untersuchungen über die Mischung der Mineralkörper, pag. 385.
8. 1822. L. Gmelin, Schweigger-Seidel Journal für Chemie und Physik, XXXV, 348.
9. 1824. F. Mohs, Grundriss der Mineralogie, II, 303.
10. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 330.
11. 1837. A. Lévy, Description d'une collection de minéraux etc., II, 134.
12. 1840. A. Scacchi, Memoria inedita letta l'8 agosto 1840 alla R. Accad. delle Scienze di Napoli. Cfr. anche Distribuzione sistematica dei minerali. Napoli 1842, pag. 65.
13. 1841. A. Scacchi, Memoria inedita letta il 27 aprile 1841 alla R. Accad. delle Scienze di Napoli.
14. 1843. E. Th. Wolff, Inaug. Diss. Berolini.
15. 1852. A. Scacchi, Pogg. Ann., Erg-Bd. III, 478.
16. 1853. G. vom Rath, Pogg. Ann., XC, 87.
17. 1855. C. F. Rammelsberg, Pogg. Ann., XCIV, 434.
18. 1854-1857. N. v. Kokscharow, Materialien zur Mineralogie Russlands, II, 108.
19. 1858. G. F. H. Wedding, Zeitsch. der deutsch. geol. Gesellsch., X, 375.
20. 1862. A. Des Cloizeaux, Manuel de Minéralogie, pag. 222.
21. 1862. A. Damour, L'Institut, pag. 21.
22. 1863. G. vom Rath, Pogg. Ann., CXIX, 254.
23. 1863. J. R. Blum, Die Pseudomorphosen des Mineralreichs. 3 Nachtrag, pag. 76.
24. 1864. A. Breithaupt, Pogg. Ann., CXXI, 326.
25. 1867. G. A. Kenngott, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 434.
26. 1872. A. Březina, Tschermak's min. petr. Mitth., pag. 16.
27. 1873. G. vom Rath, Pogg. Ann., Erg-Bd. VI, 381.
28. 1875. Neminar, Tschermak's min. petr. Mitth., pag. 55.
29. 1877. Neminar, Tschermak's min. petr. Mitth., pag. 63.
30. 1878. F. Kohlrausch, Zeitsch. für Kryst., II, 101.
31. 1883. G. Tschermak, Sitzungsberichte der K. Akad. der Wissensch. zu Wien, LXXXVIII. 1145.
32. 1886. B. Mierisch, Tschermak's min. petr. Mitth., VIII, 148.
33. 1889. A. Scacchi, Catalogo dei minerali e delle rocce vesuviane ecc., pag. 38.
34. 1892. E. A. Wülfing in H. Rosenbusch mikrosk. Physiographie etc., I, 360.

[1]) È certamente inesatta l'asserzione di Scacchi che questi cristalli sono infusibili e inattaccabili dagli acidi.

35. 1894. P. Franco, Giornale di Miner. Crist. e Petr. diretto dal Dott. F. Sansoni, V, 193.
36. 1901. C. Doelter, Tschermak's min. petr. Mitth,, XX, 307.
37. 1902. A. Brun, Archives des Sc. phys. et nat. Genève, XIII, 352.
38. 1902. C. Doelter, Tschermak's min. petr. Mitth., XXI, 23.
39. 1903. C. Doelter, Centralblatt für Min. Geol. u. s. w., pag. 608.
40. 1907. A. Lacroix, Nouvelles Archives du Muséum, (4ème) IX.
41. 1910. A. Himmelbauer [1]), Sitzungsberichte Wiener Akad. der Wissensch., CXIX, Abt. I, pag. 115.

Romé De l'Isle (1) è stato il primo a descrivere, sotto il nome di *giacinto bianco*, non separato, però, dagli altri giacinti, la nostra attuale meionite. Non sempre, per altro, il giacinto bianco di Romé De l'Isle va considerato come meionite: così, quando il cristallografo francese parla (loc. cit., pag. 295) delle « petites masses d'hyacinte informe d'un blanc mat » mescolate ai giacinti (idocrasi) verdastri, si tratta, senza dubbio, di sodalite. Forse alla meionite devono riferirsi i cristalli colonnari di « quarzo », che Gioeni (2) ha osservato insieme alla leucite nei blocchi calcarei. Delamétherie (3) riunì il giacinto bianco all'idocrasio (giacintina), perche ne trovò dei cristalli formati, come quelli di idocrasio, dai due prismi tetragonali, da una bipiramide e dalla base, e perchè i due minerali fondono allo stesso grado di fuoco e danno un vetro ugualmente bolloso. Hauy (4) separò definitivamente il giacinto bianco dagli altri giacinti, e propose il nome di *meionite*, che fu universalmente adottato. Nella seduta dell'8 agosto 1840 A. Scacchi (12) lesse alla R. Accademia di Napoli una Memoria su un nuovo minerale del gruppo scapolite, che differiva dalla meionite per l'habitus, per gli angoli e per la giacitura: egli lo distinse col nome di *mizzonite* [2]). Recentemente Lacroix (40) ha accertato la diffusione di quei termini del gruppo scapolite che E. Dana riunisce sotto la denominazione di werneriti, nei blocchi rigettati di varie rocce del Monte Somma. Lo stesso Lacroix ha fatto, inoltre, notare, ciò che, del resto, era già conosciuto da tempo, che la mizzonite ed il dipiro sono identici, come risulta dal confronto degli indici di rifrazione e della composizione chimica, e che, quindi, il nome di mizzonite dovrebbe cadere in sinonimia, ma non credo opportuno seguire in questo il Lacroix, dato il fatto che la denominazione di mizzonite è stata da tutti accettata.

MEIONITE $Ca_4Al_6Si_6O_{25}$

(Giacinto bianco)

Sistema cristallino: tetragonale (classe bipiramidale).

Nella meionite del Monte Somma Březina (26) osservò z {311} come bipiramide tetragonale di terzo ordine. Io in oltre cento bellissimi cristalli ne ho rinvenuto uno solo con le facce di z distribuite come ha trovato Březina: in generale, nella distribuzione e grandezza delle facce di z non si osserva, come vedremo, alcuna regolarità. L'appartenenza della meionite alla classe bipiramidale fu posta fuori dubbio da Tschermak (31), mediante lo studio delle figure di corrosione ottenute con acido fluoridrico e di quelle naturali, e della disposizione delle facce vicinali che talvolta esistono su {100} e {110}.

$a:c = 1:0.4393$ Scacchi-Kokscharow

[1]) La Memoria di Himmelbauer è giunta a mia cognizione quando il gruppo scapolite era già in istampa, ed ho potuto a pena intercalare i nuovi dati dello Himmelbauer nel mio lavoro.

[2]) La descrizione della mizzonite fu pubblicata da Scacchi (15) molto più tardi: un cenno ne dette già nel 1842 nella *Distribuzione sistematica dei minerali*, pag. 65. In questa riferì che la mizzonite veniva chiamata dalle guide *anfibolo bianco*.

Queste costanti sono state calcolate dall'angolo *rr* trovato da Scacchi (15) e da Kokscharow (18) uguale a 43°49'. Mohs (9) aveva dato *rr*=43°53', Rammelsberg (17) dette 43°48'. Le mie misure concordano, come pure quelle di Himmelbauer (41), perfettamente con quelle di Scacchi e di Kokscharow.

Forme: *c*}001{ *a*}100{ *m*}110{ *h*}210{ *e*}101{ *r*}111{ *w*}331{ *z*}311{.

Di queste, Romé De l'Isle (1) conobbe *amr*, Haüy (4) e Lévy (11) *amherz*, Monticelli e Covelli (10) *amchrz*, Kokscharow (18) ricordò, oltre alcune forme comuni, *w*. Scacchi (33) menzionò *camherz*. Io ho trovato tutte le forme suindicate.

Le combinazioni finora note sono le seguenti [1]):

1. *amr* Romé De l'Isle, Haüy, Monticelli e Covelli, ecc.
2. *amhr* Zambonini, Himmelbauer
3. *amer* »
4. *amrz* »
5. *amcr* »
6. *amhrz* Haüy, Mohs, Zambonini
7. *amerz* Mohs, Scacchi, Zambonini
8. *amrwz* Zambonini
9. *amcerz* »
10. *amherz* Haüy, Zambonini
11. *amcrwz* Zambonini
12. *amhcrz* »
13. *amerwz* »
14. *amcerwz* »
15. *amhcerwz* » [2]).

In 88 cristalli più particolarmente studiati io ho trovato in uno soltanto le comb. 2ª e 11ª; in due le comb 9ª e 14ª; in tre la 3ª, la 5ª, la 12ª e la 13ª; in quattro la 15ª; in sei la 6ª e la 8ª; in otto la 10ª; in dodici la 7ª; in diciannove la 4ª e in ventuno la 1ª.

I cristalli di meionite sono sempre [3]) allungati secondo [001], rari, però, sono quelli che si riducono ad essere aghiformi. Nella zona [001] domina pressochè costantemente }100{: nella maggior parte dei casi }110{ è molto sottile e non ha nemmeno tutte le sue facce: alle volte una o due di esse sono grandette e le altre sottilissime o lineari. In qualche raro cristallo }110{ ha le sue facce grandi, almeno alcune, quanto quelle di }100{ e perfino di più. Tra le terminali la più estesa è, di solito, }111{. }101{, quando esiste, raramente ha tutte le sue facce: in generale quelle esistenti sono strette, ma qualche volta anche abbastanza grandi. Le facce di }331{ sono di solito molto piccole, raramente un po' grandi. }311{ quasi mai presenta le sue sedici facce; per lo più ne manca qualcuna, senza alcuna regolarità [4]).

---

[1]) Romé De l'Isle e Leman (in Mont. e Covelli) citano anche la comb. *ar*, che io non credo, però, che realmente esista. In alcuni cristalli *m* è esilissimo e non ha magari nemmeno tutte le sue facce, ma totalmente mancante non l'ho trovato mai.

[2]) Da quel che scrive Scacchi (33) sembrerebbe esistere anche la comb. *amhcerz*.

[3]) Monticelli e Covelli nella fig. 61 hanno rappresentato un cristallo, detto di meionite, con *r* dominante e i prismi molto ridotti. Senza dubbio, non si trattava di meionite.

[4]) Altrettanto è da dirsi per le facce di *h*, che non sono, del resto, molto frequenti. Anche nella meionite del Lago di Laach si ha sviluppo molto asimmetrico, ma vom Rath (Pogg. Ann., 1863, CXIX, 266) non potè constatare una vera emiedria, per quel che riguarda *h* e *z*.

Le facce stesse sono, per lo più, piccole, o addirittura lineari: in alcuni cristalli, però, due facce adiacenti di }311{ diventano molto grandi, a scapito di }111{, che si riduce a piccolissimo. La base è rara e sempre subordinata.

I cristalli di meionite hanno spesso sviluppo asimmetrico: assai comuni sono quelli nei quali ad un estremo di *c* due facce adiacenti di }111{ dominano fortemente sulle altre, sicchè ne risulta un aspetto monoclino (fig. 57). Frequentemente, a questa anomalia di sviluppo se ne aggiunge un'altra, per la quale due facce parallele di }100{ sono molto più grandi delle altre due, e quindi il cristallo appare tabulare. Notevoli, ma più rari, sono i cristalli come quelli rappresentati nelle fig. 58 e 59, che a prima vista sembrano rombici.

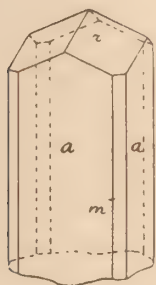
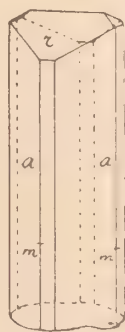
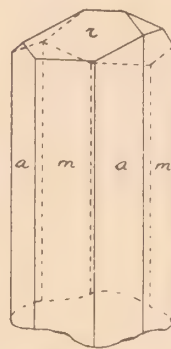



Fig. 57. Fig. 58. Fig. 59.

I cristalli terminati ad ambedue gli estremi di *c* sono rari, ed hanno, per lo più, habitus emimorfico. Così, in un cristallo ad un estremo si aveva }111{ fortemente dominante, }311{ con tre facce irregolarmente disposte (una grandetta e due sottilissime), e non la minima traccia di }331{. All'altro estremo, invece, }311{ aveva quasi tutte le sue facce e grandette, ed esisteva, poi, }331{ con alcune facce non molto strette.

Le facce sono, per lo più, piane e regolari, talvolta, però, sono profondamente corrose, specialmente quelle della zona [001]. Queste ultime possono presentare anche facce vicinali, che furono studiate da Tschermak (31).

Sfaldatura appena accennata secondo *a*, meno ancora parallelamente alle facce di *m*. Fin dai tempi di Haüy si è assegnata alla meionite una facile sfaldatura prismatica, ma affatto a torto, come Scacchi già nel 1841 (13) faceva notare alla R. Accademia di Napoli. Anche nelle sezioni sottili, come ha osservato Mierisch (32), sono assai scarse le tracce di sfaldatura.

I cristalli di meionite sono generalmente incolori, ovvero con una tenuissima punta nell'azzurrastro: in qualche caso possono essere grigiastri, e, finalmente, si presentano bianchi, superficialmente, quando sono in via di alterazione. Per lo più sono limpidi e trasparenti. Le loro dimensioni sono molto variabili: per lo più misurano pochi millimetri secondo *c*, ma vi sono anche dei grandi cristalli che nella direzione di quest'asse raggiungono i 3 cm. [1]).

[1]) Monticelli e Covelli ricordano dei cristalli lunghi 5 cm. e semifusi: non è certo, però, che appartengano alla meionite. Un cristallo della stessa lunghezza, forse da riferirsi alle wernerite, è stato descritto da vom Rath (cfr. pag. 244).

Otticamente uniassica, negativa. Secondo Breithaupt (24) si ha biassicità, del resto poco considerevole. Per gli indici di rifrazione si hanno i seguenti valori:

	ω	ε	ω—ε	
Na	1.594—1.597	1.558—1.561	0.036	Des Cloizeax (20)
Na	1.5952	1.5588	0.0364	Lacroix ((40), pag. 106)
Li	1.5959	1.5593	0.0366	Zambonini
Na	1.5976	1.5608	0.0368	Zambonini
Tl	1.6013	1.5637	0.0376	Zambonini

Le mie determinazioni sono state eseguite su un bellissimo cristallo, perfettamente limpido ed incoloro, che ha dato immagini rifratte nitidissime. I valori da me ottenuti sono i più alti di quelli finora noti per la meionite, e ciò indica che nel cristallo da me adoperato il silicato della marialite doveva essere presente in quantità scarsissima. La dispersione è più considerevole per ω ($\omega_{Tl} - \omega_{Li} = 0{,}0054$) che per ε ($\varepsilon_{Tl} - \varepsilon_{Li} = 0{,}0044$): la birifrangenza va aumentando dal rosso al verde [1].

La meionite contiene spesso inclusioni di augite, calcite e biotite, secondo Tschermak (31): Mierisch (32) ne ha osservato di augite e di leucite, e, in alcuni cristalli, parecchie di forma allungata, disposte nel senso dell'asse *c*, costituite da vetro quasi incoloro, e che talvolta hanno la forma del cristallo che le ospita. Oltre queste sostanze, io ho trovato impiantati ed inclusi nella meionite anche dei cristallini di titanite.

Durezza 5,5: peso specifico 2,612 Haüy (4); 3,249-3,241 Monticelli e Covelli (10); 2,734-2,737 vom Rath (16); 2,73 Damour (21); 2,716 Neminar (28); 2,72 Lacroix (40). Il valore di Haüy è troppo basso, quelli di Monticelli e Covelli sono certamente errati.

Secondo Doelter il punto di fusione è 1156° (36) e 1155° (38): Brun (37) dà 1330° e dice che la meionite da lui adoperata era, forse, un po' idratata. Himmelbauer (41) ha osservato che a 1138° comincia la fusione degli spigoli dei gra-

[1]) Himmelbauer (41) ha determinato gli indici di rifrazione per varie lunghezze d'onda in due cristalli da lui riferiti alla meionite. I valori che egli ha ottenuti sono, però, specialmente per il cristallo I, notevolmente inferiori a quelli che nella tipica meionite hanno avuto, oltre a me, Des Cloizeaux e Lacroix. I cristalli di Himmelbauer, come appare anche dalla loro birifrangenza più debole, dovevano contenere il silicato della marialite in proporzione ben maggiore di quel che appare dalla sola determinazione della silice (eseguita, del resto, su altro materiale), e dovrebbero già considerarsi come wernerite. I risultati di Himmelbauer sono i seguenti (ridotti alla quarta decimale, che secondo lo stesso autore già non è del tutto sicura):

λ	Crist. I			Crist. II					
				Parte centrale			Orlo esterno		
	ω	ε	ω—ε	ω	ε	ω—ε	ω	ε	ω—ε
700 μμ	1.5814	1.5510	0.0304	1.5857	1.5539	0.0318	1.5803	1.5508	0.0295
650	1.5831	1.5525	0.0306	1.5873	1.5542	0.0331	1.5821	1.5521	0.0300
600	1.5853	1.5544	0.0309	1.5897	1.5564	0.0333	1.5842	1.5542	0.0300
550	1.5883	1.5572	0.0311	1.5928	1.5592	0.0336	1.5870	1.5568	0.0302
500	1.5918	1.5603	0.0315	1.5965	1.5625	0.0340	1.5904	1.5601	0.0303
450	1.5965	1.5645	0.0320	1.6007	1.5664	0.0343	1.5950	1.5643	0.0307

nuli minuti, i quali appaiono completamente fusi a **1178°**. Doelter (39) ha trovato che il nostro minerale ha una grande velocità di cristallizzazione.

Comp. chimica. $Ca_4Al_6Si_6O_{25}$.

La prima analisi I, eseguita da Arfvedson (5), fece della meionite un allumosilicato di potassio: le analisi di Gmelin ((6) (8)) II e III e quella di Stromeyer (7) IV condussero ad un allumosilicato di calcio. Nel 1841 Scacchi (13) comunicò all'Accademia di Napoli che, secondo le sue osservazioni, la vera composizione della meionite è quella indicata da Stromeyer, e che l'analisi di Arfvedson si riferisce alla leucite. Ciò fu confermato dalle ulteriori analisi di Wolff (14) V, di vom Rath (16) VI, di Damour (21) VII, di Neminar ((28) (29)) VIII.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
SiO_2	58.70	40.80	43.80	40.53	42.07	42.55	41.80	43.36
Al_2O_3	19.95	30.60	32.85	32.73	31.71	30.89	30.40	32.09
Fe_2O_3	0.40	1.00	—	—	—	0.41	—	—
FeO	—	—	1.07	0.18	—	—	—	—
MgO	—	—	—	—	—	0.83	0.46	0.31
CaO	1.35	22.10	20.64	24.25	22.43	21.41	19.00	21.45
Na_2O	—	2.40	2.57	1.81	0.45	1.25	2.51	1.35
K_2O	21.40	—	—		0.31	0.93	0.86	0.76
H_2O	—	—	—	—	0.31	0.19 [1]	3.17 [1]	0.27
Indecomp.	—	—	—	—	—	—	0.46	—
CO_2	—	3.10	—	—	—	—	—	0.72
Cl	—	—	—	—	—	—	—	0.14
	101.80	100.00	100.93	99.50	97.28	98.46	98.66	100.45

Tschermak ((31), pag. 1153, nota 1) riferisce che nella meionite del Vesuvio Sipöcz ha trovato 0,74 Cl e 0,22 SO_3.

La meionite al cannello fonde facilmente. Dagli acidi è decomposta senza gelatinizzare, come ha trovato vom Rath (16). Gmelin a torto aveva detto che essa fonde difficilmente e che gelatinizza con gli acidi. Sull'« acido » silicico che si ottiene per decomposizione della meionite si veda Himmelbauer (41).

La polvere, secondo Kenngott (25), presenta viva reazione alcalina: l'arroventamento la rallenta, ma non ne diminuisce l'intensità.

Alterazioni. La meionite si cambia abbastanza facilmente in calcite. Blum (23) ha descritto dei cristalli di meionite, trasformati dapprima in una sostanza bianca, opaca e poi in cristallini di davyna *cmaq*. Che si tratti proprio di una trasformazione di meionite in davyna, piuttosto che di un'associazione dei due minerali, non mi sembra affermabile con sicurezza.

Giacitura. La meionite tipica è stata, finora, rinvenuta esclusivamente nelle geodi dei blocchi calcarei, che hanno le pareti tappezzate da uno strato di pirosseno e mica. Il minerale che più spesso accompagna la meionite è la leucite, e di solito la varietà grigia [2]): ad essa si associa assai spesso l'augite ed in taluni blocchi anche la davyna a facies cavolinitica. In altri blocchi alla meionite si associa specialmente l'anortite. Raramente si trova con la meionite la leucite trasparente, incolora. Altri minerali che qualche volta si rinvengono nelle geodi a meionite sono la titanite, il granato, ecc.

---

[1]) Costituenti volatili.

[2]) Cfr. in proposito pag. 138.

vom Rath (27) ha descritto un aggregato di piccoli granuli di granato bruno con poca augite, nel quale si trova un cristallo di meionite lungo 5 cm. e largo 2, che nella frattura mostra inclusi granelli di granato e di augite. La superficie del cristallo è scabra e arrotondata, a causa di un inviluppo di sanidino e poca sodalite. Data l'associazione al sanidino ed al granato bruno potrebbe darsi che più che di meionite si tratti di wernerite.

Wedding (19) riferì di aver osservato nella lava del 1631, mediante l'esame microscopico, dei piccolissimi cristallini prismatici, che egli riferì alla meionite: la determinazione, però, è sicuramente errata.

WERNERITE $Ca_4Al_6Si_6O_{25} . n\, Na_4Al_3Si_9O_{24}Cl$

Sistema cristallino: tetragonale (classe bipiramidale).

$a:c = 1:0.4406$ Zambonini

Questa costante è stata da me calcolata in base all'angolo $(111):(\bar{1}11) = 43^\circ 55'$, media di parecchie misure oscillanti tra $43^\circ 54'$ e $43^\circ 57'$ prese in cristallini bellissimi, staccati dalla sanidinite della quale si parlerà in seguito.

La nuova costante è assai esatta, e va sostituita a quella che Schuster [1]) ha proposto per la wernerite di Arendal, e che E. Dana (*Mineralogy*, 6th Ed., pag. 466) ha accettato per la wernerite in generale, e che è certamente inesatta. Infatti, poichè nella meionite $rr' = 43^\circ 49'$ e nella mizzonite $rr' = 44^\circ 3'$, nella wernerite, che ha una composizione intermedia, ci si aspetterebbe di trovare per rr' un valore compreso fra quelli citati, come generalmente avviene nelle miscele isomorfe. Invece Schuster ha ottenuto $rr' = 43^\circ 45'$, ossia un valore inferiore a quello della stessa meionite. Se le misure di Schuster fossero precise, si dovrebbe ammettere che nella serie meionite-marialite i cristalli misti intermedî hanno costanti cristallografiche che non sono intermedie fra quelle dei composti puri della serie, come accade, secondo le osservazioni di Groth [2]), confermate recentemente da Baker [3]), per alcune miscele di clorato e di permanganato di potassio. Le misure da me eseguite nella wernerite del Monte Somma dimostrano, però, che la serie meionite-marialite ha comportamento normale, e che il risultato diverso al quale era giunto Schuster è da spiegarsi, probabilmente, con il fatto che i cristalli di wernerite di Arendal presentano spesso facce vicinali, e non sono adatti, perciò, per misure precise [4]).

Forme: $c\{001\}$ $a\{100\}$ $m\{110\}$ $h\{210\}$ $e\{101\}$ $r\{111\}$ $w\{331\}$ $z\{311\}$.

L'habitus cristallografico e le combinazioni sono quelle stesse già trovate nella meionite. Le forme più frequenti sono *amrez*. I cristalli di wernerite possono raggiungere fino 2 cm. secondo *c*, e sono di solito incolori come quelli della meionite. Una varietà contiene inclusi ed anche impiantati sulle facce dei suoi cristalli della melanite in cristallini {110} {211}.

La birifrazione è negativa, ma considerevolmente più debole che nella meio-

---

[1]) In Tschermak: Sitzungsberichte Wiener Akad. der Wissensch. 1883, LXXXVIII, 1142.

[2]) Pogg. Ann., 1868, CXXXIII, 193.

[3]) Zeitsch. für Kryst., 1907, XLIII, 529.

[4]) Le mie previsioni sono state completamente confermate da Himmelbauer, il quale mediante nuove misure ha calcolato per la wernerite di Arendal $a:c = 1:0.4410$, ossia una costante vicinissima a quella da me stabilita per la wernerite del Monte Somma. I cristalli di Himmelbauer erano molto inferiori a quelli che io ho misurato: ρ di {111} oscilla, infatti, in essi tra $31^\circ 49'$ e $32^\circ 9'$!

nite. Le determinazioni di indici di rifrazione finora eseguite sono le seguenti (luce del sodio):

ω	ε	ω—ε		
1.5649	1.5454	0.0195	a 22°	Kohlrausch [1]) (30)
1.5657	1.5459	0.0198	a 19°	»
1.563	1.545	0.018		Franco [2]) (35)
1.5734	1.5487	0.0247		Lacroix ((40), pag. 106)
1.5732	1.5490	0.0242		
1.5727	1.5489	0.0238		Zambonini nei cristalli misurati

Durezza 5,5: peso spec. 2,65 secondo Lacroix per i cristalli da lui studiati otticamente.

Comp. chimica.

Soluzione solida del silicato della meionite e di quello della marialite, nelle proporzioni di 3:1 fino circa a 1:1.

Analisi non sono state finora eseguite.

La wernerite del Monte Somma è decomposta dall'acido cloridrico con molta difficoltà.

Giacitura. Grandi cristalli di wernerite sono stati trovati da A. Scacchi (33) nelle cavità di una sanidinite rinvenuta una sola volta nel 1847. La wernerite è accompagnata da melanite nera, davyna a facies cavolinitica, qualche volta con un orlo di microsommite (Lacroix), e titanite gialla. Scacchi aveva creduto che si trattasse di meionite, anzi del « solo esempio conosciuto nel quale la matrice della meionite non sia la calcite ». Lacroix con la determinazione degli indici di rifrazione e della densità dimostrò che si aveva a che fare con wernerite. Lo stesso Lacroix (40) ha trovato, poi, la wernerite in plaghe irregolari nei blocchi di leucotefriti a grandi cristalli di leucite (pag. 131), nelle trachiti micacee (pag. 137), nelle microsieniti nefeliniche o sodalitiche (pag. 146): in grandi cristalli nelle fonoliti a grossi cristalli di sanidino (pag. 141). In tutti i casi descritti, la wernerite è, secondo Lacroix, di origine pneumatolitica ed epigenizza talvolta in parte i feldspati. Io sono completamente dell'avviso di Lacroix: specialmente per la sanidinite fatta conoscere da Scacchi è evidente la formazione della wernerite per pneumatolisi.

MIZZONITE $Ca_4Al_6Si_6O_{25} . 2Na_4Al_3Si_9O_{24}Cl$

Sistema cristallino: tetragonale (classe bipiramidale).

$a:c = 1:0{,}4424$ Scacchi-Kokschavow

A. Scacchi (15) trovò $rr = 44°4'$, Kokscharow (18) 44°2': Dana [3]) prese la media delle due misure così vicine e ne calcolò la costante surriferita, che è da considerarsi come esattissima, poichè la media di alcune misure da me prese in cristalli bellissimi mi ha dato appunto $rr = 44°3'$. vom Rath (22) aveva assunto come fondamentale $rr = 44°2'$, da cui $c = 0.4421$.

---

[1]) **Kohlrausch ha riferito la sostanza da lui studiata alla meionite, ma la rifrangenza e la** birifrangenza considerevolmente minori che in questo minerale dimostrano che si tratta di wer**nerite.**

[2]) **Franco ha descritto i suoi cristalli come mizzonite, ma, come vedremo, la vera mizzonite ha una rifrangenza ed una birifrazione notevolmente più deboli.**

[3]) *System of mineralogy*, 6th Ed., pag. 471.

Forme: *c*}001{ *a*}100{ *m*}110{ *h*}210{ *l*}430{ *r*}111{ *z*}311{ *y*}911{.

Scacchi (15) osservò soltanto *camr*, Kokscharow (18) *amr*, vom Rath (22) *camhr*: io ho trovato tutte le forme su indicate, delle quali *lzy* sono nuove per il minerale.

l è stata osservata con esili faccette, che hanno permesso misure abbastanza buone, in due cristalli:

(110):(430) = 8°8′ mis.   8°7 ³/₄′ calc.

z e *y* si sono rinvenute in un solo cristallo, con facce piccole, ma nitide, che hanno fornito buone misure:

(100):(311) =	39°39′ mis.	39°29′ calc.
(911):(311)	24 2 »	24 8 »

Le combinazioni note sono le seguenti:

amr Kokscharow, Zambonini
acmr Scacchi, Zambonini
amhr Zambonini
acmhr vom Rath, Zambonini
acmlh Zambonini
amlhr »
acmrzy »

Come caratteri distintivi della mizzonite dalla meionite, Scacchi indicò, oltre una piccola differenza nei valori angolari, il fatto che }110{ è molto più grande di }100{, che le sue facce sono striate parallelamente all'asse *c*, e, finalmente, che la base si trova spesso nella mizzonite ed assai raramente nella meionite. In linea generale, si può dire che i cristalli di mizzonite sono più allungati di quelli della meionite nella direzione dell'asse *c*, quantunque non ne manchino di relativamente tozzi. Costante è realmente il fatto, sul quale ha molto insistito Scacchi, del predominio di *m* su *a*: quanto alla striatura, è vero che, di solito, queste forme la presentano e piuttosto forte, ma esistono anche dei cristalli, in realtà rari, nei quali non se ne ha traccia. Anche per quel che si riferisce alla base, deve dirsi che nella maggior parte dei casi esiste, come mostrano le figure di Scacchi e di vom Rath, ed io, anzi, ho trovato dei cristalli nei quali *c* era l'unica forma terminale. Ho visto, però, anche dei cristalli con *c* ridottissimo o addirittura mancante. In alcuni cristalli *r* presenta delle sue quattro facce concorrenti allo stesso estremo dell'asse verticale due più grandi e due più piccole, alternate.

Le facce di *c* e di *r* sono, per lo più, piane e regolari, talvolta appaiono come corrose.

La sfaldatura secondo *a* è abbastanza netta.

I cristalli di mizzonite sono qualche volta superficialmente giallognoli, più spesso sono incolori o biancastri. Lo splendore è vitreo, non raramente un po' setaceo sulle facce della zona [001].

Oltre che in netti cristalli, la mizzonite si rinviene anche in gruppi di esilissimi cristallini, bianchi, un po' fibrosi, con splendore setaceo, che sono stati talvolta confusi con la caliofilite [1]).

---

[1]) Ad una parte di essi si riferisce la denominazione di *pseudohumboldtilite*, che A. Scacchi ha adoperato, come si è già visto, anche per la nostra attuale caliofilite. Lo stesso Scacchi (Napoli e i luoghi celebri delle sue vicinanze, 1845, II, 411) li aveva riferiti prima alla humboldtilite, icordando che a torto venivano generalmente reputati *mesotipo*.

La rifrangenza e la birifrazione (negativa) sono ancora più basse che nella wernerite, secondo le determinazioni di Wülfing (34):

	ω	ε	ω − ε
Li	1.5549	1.5404	0.0145
Na	1.5580	1.5434	0.0146
Tl	1.5611	1.5463	0.0148

Durezza 5,5-6: peso specifico 2,623 (vom Rath (22)).

Comp. chimica.

Soluzione solida del silicato della meionite e di quello della marialite nel rapporto approssimativo di 1:2 secondo l'analisi di vom Rath (22)

SiO_2 54.70 Al_2O_3 23.80 CaO 8.77 MgO 0.22 K_2O 2.14 Na_2O 9.83
Perdita per calc. 0.13 Sa = 99.59

La mizzonite al cannello fonde non difficilmente in un vetro bolloso: la polvere è intaccata solo parzialmente dall'acido cloridrico a caldo (vom Rath (22)).

Giacitura. La mizzonite si rinviene a tappezzare le geodi di certi blocchi del Monte Somma considerati da Scacchi (33) come una roccia pirossenica somigliante pel colore e la compattezza alle lave, e da vom Rath (22) come una specie di trachite. Lacroix ((40), pag. 146) li ha riferiti più giustamente alle microsieniti nefeliniche o sodalitiche. Alle volte la mizzonite è in esse accompagnata da sodalite, idocrasio, cavolinite, granato gialliccio ed augite. La sua origine è, senza dubbio, pneumatolitica.

Lacroix ((40), pag. 150) riferisce di aver trovato nelle monzoniti una wernerite prossima alla mizzonite (dipiro).

SARCOLITE $(Ca, Na_2)_3 Al_2 (SiO_4)_3$

(Analcime carnea)

1. 1818. G. Thomson in S. Breislak, Institutions géologiques, III, 195.
2. 1822. R. J. Haüy, Traité de Minéralogie, III, 173.
3. 1824. H. J. Brooke, Edinburg Journal of Science, I, 189: anche Phil. Mag., 1831, X, 189.
4. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 308.
5. 1841. A. Scacchi, Memoria inedita letta alla R. Accad. delle Scienze di Napoli il 27 aprile 1841.
6. 1841. A. Breithaupt, Pogg. Ann., LIII, 145.
7. 1842. A. Scacchi, Distribuzione sistematica dei minerali, pag. 66.
8. 1844. A. Des Cloizeaux, Ann. chim. phys., X, 71.
9. 1846. F. de Fonseca, Bull. Soc. géolog. de France, IV, 14.
10. 1854-1857. N. von Kokscharow, Materialien zur Mineralogie Russlands, II, 109.
11. 1856. F. Hessenberg, Mineralogische Notizen, I, 14.
12. 1860. C. F. Rammelsberg, Pogg. Ann., CIX, 570.
13. 1862. A. Des Cloizeaux, Manuel de Mineralogie, pag. 284.
14. 1878. P. Groth, Die Mineralien-Sammlung der Kaiser-Wilhelms-Universität Strassburg, pag. 210.
15. 1886. B. Mierisch, Tschermak's min. petr. Mitth., VIII, 152.
16. 1887. G. vom Rath, Sitzungsber. Niederrhein. Gesellsch. Bonn, pag. 134.
17. 1889. A. Scacchi, Catalogo dei minerali e delle rocce vesuviane, pag. 39.
18. 1893. A. Lacroix, Les enclaves des roches volcaniques, pag. 281.
19. 1906. A. Pauly, Centralblatt für Min. Geol. u. s. w., pag. 266.
20. 1907. A. Lacroix, Nouvelles Archives du Muséum, (4e) IX, 131.

Lo scopritore della sarcolite è, come ricorda Breislak (1), Guglielmo Thomson, il quale nel 1807 distinse con quel nome un minerale da lui trovato nelle lave erratiche del Monte Somma e considerato come analcime di colore carnicino [1]). Anche Haüy (2), che aveva ricevuto dal Thomson alcuni frammenti del materiale originale, ritenne la sarcolite per una varietà di analcime, errore facile a spiegare, se si pensa che gli angoli *cr* e *ar* della sarcolite sono assai prossimi a quello che le facce del cubo fanno con l'ottaedro [2]).

Brooke (3) dimostrò che la sarcolite è tetragonale, ed in seguito Breithaupt (6) fece osservare che la sarcolite e la humboldtilite hanno la stessa sfaldatura basale [3]), durezza e peso specifico, come pure uguale comportamento con gli acidi ed al cannello: aggiungendo a tutto questo le intime relazioni cristallografiche dei due minerali (c della sarcolite è approssimativamente $= 2c$ della humboldtilite), il Breithaupt si ritenne autorizzato ad affermare la loro identità. Des Cloizeaux (8) invece, notò che gli angoli delle forme caratteristiche dei due minerali sono diversi e che anche la composizione, in base all'analisi di Scacchi, è differente, sicchè egli concluse trattarsi di due specie ben distinte. Dopo che dello stesso avviso si dimostrò Fonseca (9), la individualità della sarcolite non fu più messa in dubbio.

Sistema cristallino: tetragonale (classe bipiramidale).

Già Brooke (3) riconobbe che la sarcolite appartiene alla classe bipiramidale del sistema tetragonale: Scacchi (5) e Fonseca (9) la ritennero, al contrario, tetragonale oloedrica. Le osservazioni di Kokscharow (10) hanno, però, in seguito, confermato quelle di Brooke: Hessenberg (11) disegnò v emiedrico, vom Rath (16) in un altro cristallo ha trovato la stessa forma v in un ottante oloedrico e in tre emiedrico. In parecchi bellissimi cristalli che ho esaminato, v e s sono presenti come bipiramidi tetragonali di 3° ordine, sicchè non può dubitarsi che la sarcolite appartenga realmente alla classe bipiramidale. Lo stesso Scacchi, del resto, più recentemente (17), ha figurato un cristallo di sarcolite nel quale v appare appunto come una bipiramide di 3° ordine

$a : c = 1 : 0.8861$ Zambonini

La costante finora generalmente adottata per la sarcolite è $c = 0.8874$, calcolata dalla misura di Brooke $cr = 51°27'$. Però, l'esame dei valori angolari trovati da altri autori e di quelli che ho ottenuto io stesso, mi ha facilmente convinto che la costante di Brooke è troppo alta. Prescindendo dalle misure di Rammelsberg (12) che devono essere state eseguite su cristalli non troppo buoni, visto che cr 51°15′ + rm 38°39′ = 89°54′, si possono calcolare per c i valori seguenti:

$c = 0.8850$ da	$ce = 41°30\,^1/_2{}'$	di	Kokscharow (10)
0.8843	cr 51 21 $^1/_4$		»
0.8858	ea 48 28		vom Rath (16)
0.8854	cr 51 23 $^1/_4$		»

che sono tutti molto più piccoli di quello ordinariamente accettato. Io, poi, ho ottenuto:

$c = 0.8852$ da	$ce = 41°31'$	(media di 4 valori oscillanti tra 41°30′ e 41°32′)
0.8862	cv 43 3	(» » 2 » » » 43° 0 $^1/_2{}'$ e 43° 5 $^1/_2{}'$)
0.8868	cr 51 26	(» » 12 » » » 51°22 $^1/_2$ e 51°33′)

[1]) Oltre che alla pag. 195, Breislak cita la sarcolite anche a pag 266, ed ambedue le volte dice « sarcolite o analcime color di carne ». Come è noto, il nome di sarcolite fu adoperato da Vauquelin (Neues allg. Journal des Chemie, von A. F. Gehlen, IV, 172) per la gmelinite del Vicentino.

[2]) Infatti, si ha: $cr = 51°24\,^3/_5{}'$ $ar = 56°25\,^5/_6{}'$: (100) : (111) = 54°44′.

[3]) In realtà, però, la sarcolite non presenta sfaldatura. Già Mierisch (15) ha detto che essa è « so gut wie nicht vorhanden ».

L'angolo *cr* è più oscillante degli altri: in qualche cristallo misure meno precise di quelle surriferite hanno dato perfino $cr = 51^\circ 16'$: di esse non si è tenuto conto, dato il loro carattere sporadico di fronte alle altre. Come costanti della sarcolite io propongo $a : c = 1 : 0.8861$, che si accordano anche in modo soddisfacente con le misure di vom Rath, senza dubbio molto precise.

I valori teorici per gli angoli che le forme principali formano con la base sono i seguenti:

(001):(102) =	$23^\circ 53\ ^3/_4{}'$	(001):(111) =	$51^\circ 24\ ^3/_5{}'$
:(101)	$41\ 32\ ^2/_3$	:(331)	$75\ \ 6\ ^1/_4$
:(113)	$22\ 40\ ^1/_4$	:(313)	$43\ \ 2\ ^3/_4$
		:(311)	$70\ 21\ ^3/_5$

Forme: *c*{001} *a*{100} *m*{110} *f*{210} *t*{113} *r*{111} *l*{221} *i*{331} *x*{102} *e*{101} *s*{311} *v*{313}.

Brooke (3) osservò *camftresv*, Fonseca (9) [1] *camftrlesv*, Kokscharow (10) *cmatresv*, Hessenberg (11) *amfrtesi*, vom Rath (16) tutte le forme su indicate, A. Scacchi (17) ed io *camftresv*.

Le combinazioni finora note sono le seguenti:

catresv Des Cloizeaux
camfres Zambonini
camtresv Kokscharow
camftresv Brooke, Fonseca, Scacchi, Zambonini
camftrlesv Fonseca
camfrtiesv Hessenberg [2]
camftr{*hhl*}*esv* Zambonini [3]
camftrixesv Rath.

I cristalli di sarcolite, che possono raggiungere i 2 cm. nella loro maggiore dimensione, hanno talvolta habitus pseudo-cubico spiccatissimo, dovuto al fatto che *c* e *a* hanno grandezza presso a poco uguale. Un po' più frequenti sono degli altri cristalli nei quali *c* domina alquanto su *a*. Delle altre forme, la più estesa è *r*: tutte le altre sono sempre affatto subordinate.

La sarcolite ha, di solito, un colore carnicino debole, ma non mancano dei cristalli perfettamente incolori. Otticamente è uniassica positiva, come riconobbe già

---

[1]) La forma *l*{221} è indicata dal solo Fonseca, l'osservazione del quale sembra sia sfuggita agli altri studiosi. L'esattezza del simbolo non si può, però, mettere in dubbio, perchè l'accordo tra gli angoli dati da Fonseca e quelli calcolati è perfetta:

(001):(221) =	$68^\circ 17'$ Fonseca	$68^\circ 16'$ calc.	
(100):(221) =	48 56 »	48 57	»

[2]) *c* e *v* non erano, per altro, visibili, essendo il cristallo solo in parte libero dalla roccia.

[3]) La bipiramide {*hhl*} è vicinale a {331}. È stata osservata con una sola faccetta che ha fornito misure abbastanza buone. Per l'angolo (001):{*hhl*} ho trovato $71^\circ 43'$, mentre il calcolato per {331} è $75^\circ 6'$. Il simbolo {552} richiederebbe $72^\circ 18'$, un valore, cioè, notevolmente diverso da quello misurato.

Des Cloizeaux (13). Col totalrefrattometro io ho trovato, in un cristallo quasi perfettamente incoloro:

	ω	ε	ε—ω
Li	1.6000	1.6111	0.0111
Na	1.6035	1.6147	0,0112
Tl	1.6067	1.6180	0.0113

Come si vede, la birifrangenza va aumentando dal rosso al verde.

Durezza 6: peso specifico 2,545 Brooke, 2,936 Breithaupt [1]), 2,932 Rammelsberg. Col metodo della sospensione, io ho ottenuto in frammentini purissimi, incolori, 2,920. Il valore di Brooke è senza dubbio errato.

Comp. chimica. $(Ca, Na_2)_3Al_2(SiO_4)_3$ in base alle analisi di A. Scacchi (7) I e di Rammelsberg (12) II.

	SiO_2	Al_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O	Sa
I	42.11	24.50	32.43	2.93	—	101.97
II	40.51	21.54	32.36	3.30	1.20	98.91

Secondo Rammelsberg, la sarcolite sembra contenere una traccia di fluoro: con gli acidi gelatinizza: al cannello fonde in uno smalto bianco.

Giacitura. La sarcolite si rinviene al Monte Somma nelle geodi ed anche nella massa, come ha notato Mierisch (15), di certi blocchi assai singolari, già ben descritti da Monticelli e Covelli (4), ma la cui vera natura rimase ignota fino a non molti anni fa [2]). È merito di Lacroix ((18) e (20)) l'aver dato una descrizione assai accurata di tali blocchi, e, ciò che è più importante, l'aver posto fuori di dubbio che essi rappresentano delle rocce leucitiche (leucititi) metamorfosate più o meno profondamente per ingestione di calcare, i frammenti in vario grado trasformati del quale sono spesso ben riconoscibili. Come ha esattamente riconosciuto Lacroix, queste rocce a sarcolite presentano due termini estremi. Uno di essi è rappresentato da rocce a pasta compatta, verde ovvero rossastra per alterazione, nella quale si distinguono grandi cristalli di augite verde, di olivina gialla, di biotite, di melanite, raramente di sanidino, e abbondanti frammenti angolosi di calcare. L'altro tipo è molto più cristallino ed è ad elementi più grandi. La sarcolite è accompagnata da molti minerali, dei quali i più tipici sono la humboldtilite, la davynamicrosommite, la wollastonite [3]).

---

[1]) Breithaupt (Journal für prakt. Chemie, 1835, IV, 272) aveva dato per peso spec. della sarcolite 3,440: in seguito riferì (6) che la determinazione non era stata eseguita su vera sarcolite e dette il valore esatto su riportato.

[2]) vom Rath (16) aveva considerato come roccia madre della sarcolite un aggregato di augite verde, biotite, calcite e wollastonite: già prima Groth (14) aveva detto che la sarcolite si rinviene nei blocchi ricchi in sanidino e specialmente in quelli ricchi in augite. I blocchi sanidinici di Groth devono essere stati facies speciali, molto rare per altro, delle rocce sopra descritte.

[3]) A. Pauly (19) ha pubblicato recentemente un lavoro sulla sarcolite del Monte Somma, che contiene molti dati che o sono inesatti o non si riferiscono al nostro minerale. Da (001):(100) = 41°23′ (media di 5 valori oscillanti tra 41°23′ e 41°36′) il Pauly calcola $c = 0,8836$, che dice coincidente col valore di Brooke 0,8836, mentre la costante di Brooke è $c = 0,8874$. Ad ogni modo, il nuovo valore di Pauly si fonda su misure troppo oscillanti, perchè se ne tenga conto in confronto a quelli dedotti dalle misure di Kokscharow, di vom Rath e mie. Come forme osservate, il Pauly cita *amrc* con sviluppo quasi uguale, mentre nella sarcolite *m* è costantemente piccola: ricorda poi una serie di facce di piramidi, delle quali « le più grandi » sarebbero *tixesv*

MELILITE $\overset{II}{R}SiO_3 . n \overset{II}{R}Al_2O_4$

(Zurlite, Humboldtilite, Somervillite)

1. 1810. V. Ramondini. Memoria letta il 13 gennaio 1810 alla R. Accad. delle Scienze di Napoli. Sunto nel Giornale Enciclopedico. Stampata *in extenso* nel Prodromo della miner. vesuv. di Mont. e Cov., pag. 366-404.
2. 1817. M. Tondi, Elementi di Orignottosia, II, 356.
3. 1819. C. Lippi, Sulla pretesa Zurlite. Apologia.
4. 1823. T. Monticelli, Atti R. Accad. delle Scienze di Napoli, II, (1), 77. Memoria letta il 10 luglio 1823.
5. 1824. H. J. Brooke, Edinburgh Journal of Science, I, 185. Cfr. anche Phillips Mineralogy, 1852, pag. 380.
6. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. ves., pag. 377-404.
7. 1832. A. Breithaupt, Vollst. Charakteristik des Mineral-Systems, pag. 132.
8. 1832. F. von Kobell, Schweigger-Seidel Journal für Chemie und Physik, LXIV, 293.
9. 1839. Mohs-Zippe, Anfangsgründe der Naturgeschichte des Mineralreiches, II, 619.
10. 1841. A. Breithaupt, Pogg. Ann., LIII, 149.
11. 1842. A. Scacchi, Distribuzione sistematica dei minerali, pag. 64.
12. 1843. A. Damour e A. Des Cloizeaux, Compt. rend., XVII, 1245.
13. 1844. A. Damour, Ann. de chim. et phys., X, 64.
14. 1844. A. Des Cloizeaux, Ann. de chim. et phys., X, 69.
15. 1845. A. Scacchi, Napoli e i luoghi celebri delle sue vicinanze, II, 411.
16. 1846. F. de Fonseca, Bull. soc. géolog. de France, IV, 14.
17. 1852. A. Scacchi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze di Napoli, pag. 110.
18. 1853. A. Scacchi, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 259.
19. 1883. A. Scacchi, Memorie Soc. Ital. delle Scienze (detta dei XL), pag. 30.
20. 1885. Henniges, in Rosenbusch mikrosk. Physiographie, I, 323.
21. 1886. B. Mierisch, Tschermak's min. petr. Mitth., VIII, 149.
22. 1887. G. vom Rath, Sitzungsber. Niederrh. Gesellsch. Bonn., pag. 141.
23. 1889. A. Scacchi, Catalogo dei minerali e delle rocce vesuviane, pag. 44.
24. 1893. G. Bodländer, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., I, 15.
25. 1901. E. Kaiser, Zeitsch. für Kryst., XXXI, 24.
26. 1904. C. Hlawatsch, Tschermak's min. petr. Mitth., XXIII, 415.
27. 1906. P. D. Quensel, Centralblatt für Min. Geol. u. s. w., pag. 497.

---

ed una forma {211} che sarebbe nuova, ma per la quale non vengono date misure o descrizioni. Il Pauly vorrebbe aver trovato anche una sfaldatura abbastanza netta seconda {110}, che nella sarcolite certamente non esiste. Il peso specifico viene indicato $= 2{,}7$, mentre il valore vero è senza dubbio 2,9. Col metodo dell'immersione (errore massimo 2 unità della 4ª decimale!) il Pauly trova per la luce del sodio) $\omega = 1{,}6404$ $\varepsilon = 1{,}6566 : \varepsilon - \omega = 0{,}01626$ col compensatore di Babinet. Questi valori o sono sbagliati o sono stati determinati in un minerale diverso dalla sarcolite. Pauly avrebbe inoltre trovato che gli indici di rifrazione per la luce rossa sono più grandi che per la luce azzurra: la sarcolite presenterebbe, quindi, dispersione anomala spiccatissima. Niente di ciò si osserva nella vera sarcolite: il fenomeno indicato da Pauly sarebbe stato troppo interessante per non meritare uno studio accurato, ma non esiste. L'errore di Pauly dipende dal fatto che egli ha misurato l'angolo della riflessione totale per la luce rossa e per l'azzurra (suppongo con un totalrefrattometro), ed ha trovato per la prima un valore più grande che per la seconda, ma non ha posto mente alla forte dispersione dell'indice di rifrazione del vetro della semisfera.

Soltanto l'analisi chimica eseguita dal Pauly (SiO_2 39.34 Al_2O_3 21.63 CaO 33,70 MgO 0,36 Na_2O 4,43 K_2O tr. Sa $= 99{,}46$) va d'accordo con le osservazioni degli altri studiosi.

Nella seduta del 13 gennaio 1810 il Ramondini (1) lesse all'Accademia di Napoli una Memoria, che fu pubblicata integralmente soltanto molti anni più tardi nel *Prodromo* di Monticelli e Covelli (pag. 396-404), su un minerale, creduto nuovo, rigettato dal Vesuvio, per il quale egli propose il nome di *Zurlite*, in onore del Conte Zurlo. Il Lippi oppugnò la giustezza delle conclusioni del Ramondini, e sostenne nell'Accademia prima (seduta del 27 febbraio 1810) che la sostanza studiata da quest'ultimo fosse identica al « plasma di calcedonio o calcedonio verde », ed in seguito, invece (seduta del 28 novembre 1810), credette di aver dimostrato « che la pretesa Zurlite sia o spato calcareo, o miemite, o altro minerale noto ». Nella seduta del 27 marzo 1811 il Lippi sostenne, vigorosamente contraddetto dal Ramondini, che la zurlite poteva essere « o spato calcareo tinto verde da un ossido di niccolo o di ferro, o calce carbonata magnesifera quarzifera, o finalmente una terra verde, di cui senza analisi non si possa dar giudizio ». L'Accademia decise che il minerale denominato zurlite non era stato da altri descritto, e stabilì che se ne eseguisse l'analisi, che, però, non fu mai fatta. Nel 1817 il Tondi (2) riconobbe che la zurlite era una miscela di calcite e di una sostanza verde dell'apparenza del pirosseno, il che dette occasione al Lippi (3) di tornare sulle sue contese accademiche. Monticelli e Covelli (6) stabilirono che « i cristalli di zurlite hanno una struttura eterogenea, poichè sembrano composti di umboldtilite, di pirossena e di calce carbonata spatica, in combinazione meccanica, in cui la prima specie suol'essere predominante, e le dà la forma cristallina ». Ad onta di questa esattissima descrizione di Monticelli e Covelli, il Brooke ritenne la zurlite dapprima come wollastonite, poi come una specie a sè (cfr. pag. 157): finalmente Scacchi (15) e Fonseca (16) confermarono le osservazioni di Monticelli e Covelli, e della zurlite non si parlò più.

Sotto il nome di *humboldtilite*, in onore di A. von Humboldt, Monticelli e Covelli (6) descrissero un minerale del Monte Somma che riconobbero affine alla melilite di Capo di Bove. Come riferisce Breithaupt (10), la humboldtilite fu da taluno considerata come meionite, ma von Kobell (8) ne dimostrò la indipendenza. Damour e Des Cloizeaux (12) riconobbero la identità della humboldtilite e della melilite, che proposero di riunire sotto il primo nome, ma la proposta non fu seguita, ed il nome di melilite, del resto più antico, s'impose.

Brooke (5) chiamò *somervillite* un altro minerale del Monte Somma, che Breithaupt dapprima (7) identificò con la melilite, poi (10) ritenne assai prossimo alla sarcolite ed identico alla gehlenite, finchè Scacchi (11) e Des Cloizeaux (14) dimostrarono che non si differenzia in nulla dalla humboldtilite.

La gehlenite di Monticelli e Covelli ((6), pag. 269) è, secondo Scacchi (18), in parte idocrasio e in parte melilite.

Mierisch (21) distinse, un po' arbitrariamente invero, le varietà incolore o bianco grigiastre o verdastre, con « Pflockstructur » e debole birifrangenza, da quelle giallo chiare a giallo brune senza « Pflockstructur » e con birifrangenza più elevata. Per le prime adoperò il nome di humboldtilite, per le altre quello di melilite, ma la proposta non mi sembra accettabile, specialmente se si pensa che, secondo lo stesso Mierisch, la « humboldtilite » avrebbe proprio le caratteristiche microscopiche della « melilite » basaltica.

Sistema cristallino: tetragonale.

I cristalli di zurlite furono considerati come cubici dal Ramondini: Tondi (2) li ritenne prismi rombici ad angolo di 87° circa. Monticelli e Covelli (6) li riconobbero tetragonali ed identici a quelli della humboldtilite. Anche la somervillite fu descritta come tetragonale dal Brooke (5)

$$a : c = 1 : 0.4548 \text{ Des Cloizeaux } (14)$$

La costante di Des Cloizeaux, calcolata da (001) : (111) = 32°45′, merita di essere pre-

ferita alle altre che possono dedursi dagli angoli fondamentali di altri autori [1]), e cioè:

$c = 0.4566$ da $(001):(111) = 32°51$ Brooke (5)
0.4627 33 12 Fonseca (16)
0.4677 33 29 Mohs-Zippe (9)

Recentemente Kaiser (25) ha scelto come fondamentale $(001):(111) = 32°33{,}3'$, dal qual valore segue $c = 0{,}4514$. Il Kaiser ha trovato gli angoli omologhi molto oscillanti, tanto che c varierebbe fra 0,4509 e 0,4761, il che ha condotto il Kaiser a pensare che questa variabilità possa essere in relazione con una differenza nella composizione chimica, cosa che mi sembra poco probabile, poichè in uno stesso cristallo egli ha trovato nell'angolo *cr* oscillazioni di oltre $^1/_2{}^0$.

Forme: $c\{001\}$ $a\{100\}$ $m\{110\}$ h[2]$)\{310\}$ $r\{111\}$ $e\{101\}$ $v\{201\}$.

Tondi (2) conobbe *cam* (prismi ottagonali), Monticelli e Covelli (6) *camh*, Mohs-Zippe (9) *camhre*, Brooke (5), Des Cloizeaux (14) e Fonseca (16) *camhr*, vom Rath (22) *camhre*, Scacchi (23) *camhr*, Kaiser [3]) (25) *camhrev* io *camhrv*.

Le principali combinazioni note sono le seguenti:

ca Ramondini, Tondi, Brooke, Monticelli e Covelli, Mierisch, Kaiser, Zambonini
cah Mohs-Zippe, Brooke
car Brooke
cam Tondi, Monticelli e Covelli, Brooke, ecc.
camh Monticelli e Covelli, Brooke, v. Kobell, Mohs-Zippe, ecc.
camhr Brooke, Des Cloizeaux, Fonseca, Scacchi, Zambonini
camre Kaiser
camhre Mohs-Zippe, vom Rath
camhrv Zambonini

I cristalli di melilite presentano tre abiti distinti: possono essere, cioè, piuttosto tozzi, non molto schiacciati secondo la base, ovvero, per il forte predominio di quest'ultima, divenire esili tavolette, e, finalmente, avere abito bipiramidale. Quest'ultimo tipo è il più raro, ed in esso le forme più estese sono r e a, mentre negli altri due tipi dominano c e a. Una vera rarità sono i cristalli allungati secondo c. Nelle geodi di una lava del Monte Somma trovata presso Pollena Scacchi (23) ha rinvenuto cristallini con c e a ugualmente estesi.

Le dimensioni sono molto variabili. Da cristalli che misurano pochi millimetri si va a quelli, non rari, che hanno circa 1,5 cm. di estensione nella loro maggiore dimensione. I cristalli più grandi sono quelli della zurlite. Essi hanno da uno a tre centimetri di larghezza nei casi più comuni: un gruppo di tre grandi cristalli imperfetti, cubiformi, in parte rotti, raggiunge nella parte meno danneggiata ben 8,5 cm.

Sfaldatura poco perfetta secondo $\{110\}$, più netta parallelamente alla base.

Durezza 5: peso specifico 3,104 Monticelli e Covelli (6); 3,1-3,2 v. Ko-

---

[1]) Kobell (8) dette $cr = 34°$ circa, un valore evidentemente appena approssimativo.

[2]) Goldschmidt (*Index der Krystallformen der Mineralien*, II, 164) ha considerato il prisma ditetragonale come $\{210\}$, ma già Kaiser (25) ha fatto osservare che il cambiamento proposto non è autorizzato. Io in alcuni cristalli con $\{111\}$ ho potuto accertarmi che si tratta proprio di $\{310\}$, come aveva messo fuori di dubbio, del resto, già Fonseca (16).

[3]) Kaiser ha osservato anche un $\{hkl\}$ ed una bipiramide $\{hhl\}$, ambedue non determinabili.

bell (8); 2.91-2,93 Mohs-Zippe (9); 3,019 somervillite Breithaupt (10); 2,90 Damour (13); 2,917 an. IV, 2,932 an. V, 2,945 an. VI Bodländer (24).

Alcune varietà di melilite, rare, sono di colore grigio chiarissimo, quasi incolore: le più frequenti sono grigie gialllastre. I cristalli con aspetto di cubi della lava trovata presso Pollena hanno colore rosso bruno. La zurlite è verde più o meno scura. La birifrangenza è stata osservata, finora, soltanto negativa, di intensità variabile, ma sempre debole. Per gli indici di rifrazione Henniges (20) trovò:

	ω	ε	ω — ε
rosso	1.6312	1.6262	0.0050
Na	1.6339	1.6291	0.0048

Secondo Hlawatsch (26) la birifrangenza varia nel modo seguente con la lunghezza d'onda:

	B	D	b	F	G
ω — ε	0.00171	0.00191	0.00216	0.00234	0.00279

Secondo Mierisch (21) le varietà con « Pflockstructur » contengono spesso inclusioni di augite e di spinello, forse anche di forsterite, mai vetrose o liquide. L'augite si rinviene inclusa anche nelle varietà senza « Pflockstructur ».

Comp. chimica. $\overset{II}{R}SiO_3 \,.\, n\,\overset{II}{R}Al_2O_4$ secondo Bodländer (24).

A Covelli (6) sfuggì quasi completamente l'alluminio del minerale, che fu, poi, esattamente determinato da v. Kobell (8), il quale, a sua volta, considerò il ferro come ferroso, mentre Damour (13) dimostrò che questo elemento esiste allo stato ferrico.

Le analisi finora note sono: I di Covelli (6), inesatta [1]); II di Kobell (8); III di Damour (13); IV, V, VI di Bodländer (24).

	I	II	III	IV	V	VI
SiO_2	54.16	43.96	40.69	41.47	41.46	41.09
Al_2O_3	0.50	11.20	10.88	9.59	10.60	10.93
Fe_2O_3	2.00	2.32	4.43	4.81	4.65	3.40
CaO	31.67	31.96	31.81	33.38	33.37	34.78
MgO	8.83	6.10	5.75	6.00	5.50	5.87
Na_2O	—	4.28	4.43	3.46	3.48	3.40
K_2O	—	0.38	0.36	1.45	1.27	0.68
H_2O	—	—	—	—	—	0.24
Perdita	2.84	—	—	—	—	—
	100.00	100.20	98.35	100.16	100.33	100.39

Al cannello fonde in un vetro giallastro: con gli acidi gelatinizza.

Giacitura. La melilite si rinviene spesso nelle leucititi endomorfizzate per assorbimento di calcare, nelle quali è accompagnata da sarcolite, davyna, wollastonite, calcite, ecc. In una geode insieme alla melilite vi erano molti cristallini bellissimi, limpidi, di leucite, fatto questo, assai poco frequente. La melilite si rinviene anche in blocchi formati da questo minerale, augite, olivina, mica e talvolta anche spinello. Non di rado alla melilite nell'una o nell'altra condizione di giacitura si associa la caliofilite.

[1]) L'errore principale di Covelli sta, evidentemente, nel non aver saputo separare l'alluminio dal silicio.

Interessanti sono dei blocchi composti di leucite in noduli, in parte trasformati, di melilite, spinello e poca mica. I noduli di leucite hanno grandezza variabile da circa 1 cm. fino a poco meno di 5 cm. e presentano un orlo esterno biancastro di alterazione, che nei più grandi è abbastanza ristretto, mentre i noduli più piccoli sono trasformati molto più profondamente. Questa sostanza bianca nella quale si trasforma la leucite fu ritenuta da Freda [1]) come una davyna ricca in calcio, e fu, perciò, da me dubbiosamente considerata come riferibile alla calciocancrinite (cfr. pag. 135, 138 e 202), prima che mi fosse possibile di rinvenire il materiale originale delle ricerche di Freda. Avendolo esaminato, mi sono facilmente potuto accorgere che la suddetta sostanza è molto eterogenea. L'esame microscopico la mostra composta di scarse laminette di mica, di wollastonite, di melilite e di residui di leucite inalterata: questi tre ultimi minerali sono in quantità relative molto variabili da punto a punto, e si presentano tutti cosparsi di calcite. In alcuni punti la wollastonite è quasi sola, e forma aghi, in parte coperti da calcite, isolati o riuniti in fascetti, che è stato facile caratterizzare. In altri punti, invece, la melilite domina fortemente: l'analisi di Freda (cfr. pag. 135) deve essere stata appunto eseguita su una di queste porzioni. In varî punti esiste anche diffusa la caliofilite. Il valore del peso specifico trovato da Freda (2,45) è, senza dubbio, inesatto: col metodo della sospensione in alcuni frammentini ho trovato circa 2,8. Come si vede, si ha a che fare con una trasformazione assai complicata e difficile a interpretare.

Monticelli (4) per il primo riconobbe la melilite cristallizzata (in cristalli per lo più pseudocubici che raggiungono 7 mm. di lato) e massiccia nelle geodi di un'antica lava trovata presso Pollena. Scacchi (17) rimase in dubbio se considerarla o meno di origine pneumatolitica: riferì che era accompagnata da augite, anortite, mica e apatite. Lo stesso Monticelli (4) in un blocco erratico, trovato presso la detta lava e composto in buona parte di calcite spatica, rinvenne i cristalli che egli riferì a torto alla gehlenite di Fassa.

A. Scacchi (19) nella lava del 1631 ha trovato un incluso in una geode del quale si contenevano minute tavolelette *cam* di melilite di colore bianchiccio alquanto tendente al giallastro [2]). La geode è in gran parte riempita da piccoli cristalli di augite. Nella collezione di Napoli esistono dei frammenti di una geode incastonata nella lava, che Scacchi (19) non è certo che sia quella del 1631, la quale presenta molti piccoli cristallini giallicci, associati all'augite, che lo stesso Scacchi ha giustamente riferito alla melilite.

Finalmente la melilite è stata osservata da Quensel (27) in una bomba ricca in vetro rigettata nell'ultima eruzione dell'aprile 1906.

ÅKERMANITE $\overset{II}{R}_4Si_3O_{10}$

G. Freda [3]) ha descritto, molti anni fa, un minerale con lo splendore del vetro lavato, trovato insieme al diopside cuprifero (vedasi pag. 152), per il quale l'analisi chimica dette il seguente risultato:

SiO_2 46.70 Al_2O_3 1.09 CaO 39.62 MgO 13.38 Sa = 100.79.

Il Freda non potè decidere se si trattava di un prodotto nuovo o di una varietà di monticellite. Avendo riesaminato il materiale originale di Freda, ho potuto accertarmi che la sostanza da lui studiata è da identificarsi con quel prodotto metallurgico che H. J. L. Vogt [4]) chiamò *åkermanite*, e che finora non era stata mai osservata come minerale.

---

[1]) Rendiconto R. Accad. delle Scidnze Fis. e Mat. di Napoli, 1883, pag. 251.

[2]) Un'analisi parziale dette a Scacchi: SiO_2 38,82 Al_2O_3 15,31 Fe_2O_3 2,13 CaO 32,05.

[3]) Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, 1883, pag. 289.

[4]) Archiv. for Mathem. og. Naturvidenskab, 1890, XIII, 310.

L'åkermanite del Monte Somma si rinviene in alcuni rari blocchi calcarei, insieme ad arnioni di diopside cilestrino cuprifero; alcuni di questi arnioni, anzi, si compongono di åkermanite e di diopside: i due minerali, però, sono sempre nettamente separati.

L'åkermanite non si presenta mai in netti cristalli: forma delle masserelle apparentemente compatte, incolore nei frammentini sottili, appena in minimo grado un pochino cerulee nelle masse più grandi, con lo splendore, benissimo definito dal Freda, analogo a quello del vetro lavato. Le sezioni sottili hanno stabilito che il minerale di Freda è perfettamente omogeneo, non contenendo altra impurezza che qualche particola di calcite: le masserelle risultano composte da tanti minutissimi cristallini imperfetti.

Essi appartengono al sistema tetragonale: alcune rare sezioni basali avevano, infatti, contorno grossolanamente ottagonale, e gli spigoli adiacenti formavano tra loro angoli di circa 135°. Si aveva a che fare, perciò, con la combinazione dei due prismi tetragonali }100{ e }110{. In generale, però, non si hanno netti contorni. La sfaldatura è abbastanza facile secondo }001{, mentre nella åkermanite di Vogt avviene parallelamente a }110{, almeno in modo predominante. L'åkermanite del Monte Somma è, come quella artificiale, otticamente positiva: nelle sezioni prismatiche, perciò, la direzione corrispondente alle tracce della sfaldatura basale è negativa. La birifrangenza è debole, $\varepsilon - \omega$ è circa 0,006. Ho fatto polire una masserella di åkermanite, e mediante la faccia ottenuta ha determinato ω col totalrefrattometro, ed ho trovato, per la luce del sodio, 1,6332. Hlawatsch [1]) per la åkermanite della Friedenshütte dà $\omega = 1,630$ e $\varepsilon - \omega = 0,0053 — 0,0058$, valori che vanno perfettamente d'accordo con quelli da me ottenuti per la åkermanite del Monte Somma.

La durezza del nostro minerale è stata da Freda indicata come appena inferiore a quella della fluorite. Secondo me, deve ritenersi uguale a quest'ultima. Per il peso specifico Freda dà 3,05: col metodo della sospensione io ho avuto 3,12 [2]).

L'åkermanite del Monte Somma al cannello fonde in un vetro incoloro: con gli acidi, anche diluiti, gelatinizza. Freda ha osservato che è attaccata anche dall'acido acetico: io ho trovato che basta farla bollire alcuni minuti con dell'acqua perchè divenga torbida. Sotto questo punto di vista, la nostra åkermanite si avvicina alla fuggerite di Weinschenk [3]).

Una nuova analisi da me eseguita su materiale purificato con gran cura ha dato i seguenti risultati:

SiO_2 46.55 Al_2O_3 0.96 FeO 0.12 MgO 13.30 CaO 39.30 Sa = 100.73.

La nuova analisi concorda perfettamente con quella di Freda: ambedue danno

---

[1]) Tschermak's min. petr. Mitth., 1904, XXIII, 415.

[2]) Vogt aveva indicato come peso specifico approssimativo 2,8: Hlawatsch ha trovato, sempre in materiale metallurgico, valori prossimi a quelli della åkermanite del M. Somma.

[3]) Zeitsch. für Kryst., 1896, XXVII, 577.

il rapporto $SiO_2 : MgO + CaO = 3 : 4$, e, quindi, la formula $\overset{II}{R}_4Si_3O_{10}$ (R = Ca , Mg) della åkermanite [1]).

Vogt ha considerato la sua åkermanite come un sale dell'acido $H_8Si_3O_{10}$, che egli chiama pirosilicico, ma non è improbabile che la åkermanite costituisca, invece, un sale doppio: in accordo con questa possibilità sta il fatto che nelle analisi finora eseguite si ha sensibilmente $CaO : MgO$ [2]) = 2 : 1, e la costanza di questo rapporto rende poco probabile una sostituzione isomorfica degli elementi del gruppo del magnesio al calcio.

IDOCRASIO

(Giacinto vulcanico, Hyacinthine, Vesuviana)

1. 1723. M. A. Cappeler, Prodromus Cristallographiae, pag. 30.
2. 1772. Romé De l'Isle, Essai de Cristallographie, pag. 234.
3. 1772. J. von Born, Lythophylacium Bornianum, II, 74.
4. 1773. J. Ferber, Briefe aus Welschland etc., pag. 218 e seg. della traduzione francese di Dietrich.
5. 1779. Demeste, Lettres sur la Minéralogie, I, 413.
6. 1783. Romé De l'Isle, Cristallographie, II, 291.
7. 1791. G. Gioeni, Saggio di litologia vesuviana, pag. 106.
8. 1792. J. C. Delamétherie, Sciagraphie etc., I, 268. Cfr. anche Théorie de la Terre, 1796, II, 323.
9. 1795-1797. M. Klaproth, Beiträge zur chemischen Kenntniss der Mineralkörper, I, 34; II, 27.
10. 1799. R. J. Haüy, Journal des Mines, V, 260.
11. 1801. R. J. Haüy, Traité de Minéralogie, II, 574.
12. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della Miner. vesuv., pag. 243.
13. 1826. N. Covelli, Débit de Minéraux du Vésuve, pag. 4.
14. 1830. G. Magnus, Pogg. Ann., XX, 477.
15. 1831. G. Magnus, Pogg. Ann., XXI, 50.
16. 1832. K. J. B. Karsten, Karsten's Archiv für Min., IV, 391.
17. 1832. A. Breithaupt, Vollständige Charakteristik des Mineral-System's, pag. 193.
18. 1837. A. Lévy, Description d'une collection de Minéraux etc., II, 92.
19. 1837. J. Presl., Nerostopis, pag. 470.
20. 1845. W. Haidinger, Handbuch der bestimm. Mineralogie, pag. 214.
21. 1853. N. von Kokscharow, Materialien zur Miner. Russlands, I, 130.
22. 1855. C. F. Rammelsberg, Pogg. Ann., XCIV, 92.
23. 1855. T. Scheerer, Pogg. Ann., XCV, 520.
24. 1858. F. Hessenberg, Mineral. Notizen, II, 9.
25. 1858. C. Sorby, Quart. Journ. geol. Soc., XIV, 482.

---

[1]) Credo opportuno riferire qui, per confronto, alcune analisi di åkermaniti di officine metallurgiche:

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Sa	
I	43.17	3.43	—	tr.	5.85	9.0	37.89	99.34	
II	41.92	3.22	—	1.16	3.18	11.52	38.86	100.16	
III	39.86	0.60	0.26	19.68	—	2.61	33.84	96.85	(alcali non determ.)

I A. Damm in Vogt loc. cit., pag. 356.

II Friedenshütte, III Salt-Lake City, ambedue eseguite da Hlawatsch.

[2]) Eventualmente $MgO + FeO + MnO$.

26. 1860. C. F. Rammelsberg, Handbuch der Mineralchemie, pag. 734.
27. 1864. V. v. Zepharovich, Sitzungsber. der Wiener Akad. der Wissensch., XLIX, 42.
28. 1872. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, V, N. 22, pag. 6.
29. 1878. P. Groth e H. Bücking in P. Groth: Die Mineralien-Sammlung der Kaiser-Wilhelms-Universität, Strassburg, pag. 200.
30. 1881. C. Doelter, Zeitsch. für Kryst., V, 292.
31. 1883. A. Madelung, Zeitsch. für Kryst., VII, 75.
32. 1883. P. Jannasch, Neues Jahrbuch. für Min. Geol. u. s. w., II, 132.
33. 1884. C. Doelter, Ibidem, II, 217.
34. 1886. B. Mierisch, Tschermak's min. petr. Mitth., VIII, 137.
35. 1889. P. Franco, I massi rigettati del Monte Somma detti lava a breccia, pag. 8.
36. 1889. A. Scacchi, Catalogo dei minerali e delle rocce vesuviane ecc., pag. 42.
37. 1892. V. Pirsson, in Ed. Dana's Mineralogy, 6ª Ed., pag. 478.
38. 1892. J. Boecker, Zeitsch. für Kryst., XX, 225.
39. 1893. P. Franco, Bollett. soc. geol. ital., XI, 245. Sunto in Giornale di Min. Crist. e Petr. diretto dal Dott. F. Sansoni, IV, 185.
40. 1895. C. Klein, Neues Jahrb. für Min. Geol. u. s. w., II, 68.
41. 1896. P. Jannasch e P. Weingarten, Zeitsch. für anorg. Chemie, XI, 40.
42. 1902. C. Hlawatsch, Tschermak's min. petr. Mitth., XXI, 107.
43. 1904. C. Klein, Sitzungsber. preuss. Akad. der Wiessensch., pag. 653.
44. 1907. A. Lacroix, Nouvelles Archives du Muséum, (4ª) IX, 144.

A Cappeler (1) si deve la prima descrizione dell'idocrasio del Monte Somma (Hyacinthus dictus octodecahedricus, habens hedras hexagonas duodecim, quadratas sex). Anche Romé de l'Isle (2) e Demeste (5) lo posero, come il Cappeler, tra gli giacinti, distinguendolo, per altro, col nome di giacinto vulcanico. von Born (3), Ferber (4) e Gioeni (7) confusero, invece, l'idocrasio con gli sciorli, e i due primi perfino con l'ossidiana, come notò giustamente Romé de l'Isle (6). Delamétherie (8) ne fece una specie a parte, per la quale propose il nome di giacintina (Hyacinthine): Werner (in Klaproth (9)) e Haüy (10) proposero rispettivamente i nomi di *vesuviana* e di *idocrasio*, che furono generalmente adottati. L'idocrasio del Monte Somma fu chiamato dal Breithaupt (17) anche *phlogogener Granat*. Covelli (13) distinse un *idocrasio di manganese* ed uno di *calcio*.

Sistema cristallino: tetragonale.

Gli angoli sono soggetti a variazioni considerevoli anche in uno stesso ctistallo, il che impedisce il calcolo di costanti esatte per l'idocrasio vesuviano. Romé De l'Isle (6) dette per l'angolo (001):(111) il valore di 35°, che differisce dal vero di circa 2°: Haüy (10) ci fece conoscere per il primo un valore esatto (37°6'), che con tutta probabilità si riferisce ai cristalli del Monte Somma. N. von Kokscharow (21) dedusse (001):(111)= 37°13 ½'; V. v. Zepharovich (27) trovò valori oscillanti tra 37°7 ¾' e 37°14', e combinando insieme le medie trovate per i due angoli (001):(111) e (111):(110) ottenne (001):(111)= 37°12'28". Secondo v. Zepharovich i cristalli del Monte Somma sarebbero per i loro angoli molto prossimi a quelli del ghiacciaio di Findelen presso Zermatt e di Pfitsch in Tirolo: per gli idocrasi di queste due località e del Monte Somma propose, perciò, una costante comune: (001):(111)=37°12'34". Doelter (30) osservò oscillazioni molto considerevoli: per (001):(111) ottenne nei cristalli bruno-scuri 36°54'-37°25', in quelli bruno-chiari 36°40'-37°16', nei bruno-neri 37°4'-37°8'. Numerose misure furono pure eseguite da Franco (39), e dimostrano in modo assai chiaro le anomalie geometriche dell'idocrasio del Monte Somma. Misure dirette hanno dato come media per (001):(111) 37°1'15", mentre da (111):(110) si ricava (001):(111)=37°11 ½': la media dei due valori, dando al primo il peso 1 ed all'altro il peso 3, è 37°9'. Il Franco, per i suoi calcoli, ha assunto (001):(111)=37°12'13", estremamente prossimo al valore di Zepharovich. Le misure che in numero considerevole io stesso ho eseguito sui cristalli del Monte Somma mi hanno portato agli stessi risultati di Doelter:

ho potuto, cioè, constatare oscillazioni considerevoli del tutto irregolari, completamente indipendenti dal colore, dall'habitus e dalla giacitura dei cristalli. Mi sono, perciò, persuaso della inutilità di calcolare delle costanti speciali per l'idocrasio del Monte Somma, e mi è sembrato miglior partito impiegare, invece, quelle che, in base ai dati di Kupffer, Dana [1]) ha adottato per l'idocrasio in genere, e cioè $a:c = 1:0{,}5372$. È da osservare che le differenze tra gli angoli calcolati partendo dalle costanti di Kupffer o da quelle scelte da Zepharovich per i cristalli del Monte Somma non raggiungono che raramente i 2′, e sono, perciò, molto più piccole dell'incertezza che sulle misure e prodotta dalle anomalie geometriche alle quali si è accennato.

Forme: *c*{001} *a*{100} *m*{110} *h*{310} *f*{210} ζ{115} *S*{229} η{114} ϑ{113} ι{112} λ{445} *p*{111} *b*{221} *V*{552} *W*{14.14.5} *t*{331} *N*{441} *T*{106} ν{102} e_1{9.0.13} *o*{101} ξ{302} *u*{201} π{301} *C*{929} ω{737} *k*{979} *H*{544} *j*{855} ɑ{955} *z*{211} *E*{11.4.4} *s*{311} *K*{722} *D*{18.5.5} *y*{411} *v*{511} *Z*{611} *w*{711} *l*{423} *d*{421} *i*{312} *e*{531} *U*{621} *g*{20.5.2} *F*{13.7.1} {28.7.1} {35.7.1} {35.5.3} {63.9.2} {17.3.10} {13.3.8}.

Di queste forme erano note a Cappeler *camp*, Demeste aveva già osservato l'esistenza di « nouvelles troncatures », e Romé De l'Isle conosceva ben 9 forme semplici, identiche probabilmente alle nostre *camfpoϑts*. Haüy aggiunse *z*, *y* [2]). Quest'ultima forma non è stata osservata in seguito che da Lévy e Presl nei cristalli del Monte Somma e la sua reale presenza in essi è, quindi, da considerarsi come dubbia, potendo essere stata scambiata con {511} che è frequente. Monticelli e Covelli (12) hanno pubblicato parecchie figure, ma data la mancanza assoluta di angoli, non si possono identificare altre forme che quelle presenti nelle combinazioni già descritte da Haüy. Lévy (18) osservò *camfhιϑptozsyid*, Presl (19) *camhfpιbtozsy* [3])*di*, Hessenberg (24) *camfpbouvszild*, Zepharovich (27) *camfhϑιpbtoξuπvszild*, Groth e Bücking (29) *camfϑpovigF*, Boecker (38) *camfTνouπζSϑpVWtvDKsEid*, Franco [4]) (39) *camfhouηϑιpbtNszvwidlF* {20.7.1} {35.7.1} {35.5.3} {63.9.2}. Io, infine, ho osservato *camfhϑιλpbtou* {9.0.13} *wZvszɑjHkωCdieU* {17.3.10} {13.3.8}, delle quali λ*H*ω*e* sono nuove per l'idocrasio del Monte Somma e o_1*ZɑjkCU* {17.3.10} e {13.3.8} nuove per il minerale [5]).

λ{445} è una forma molto rara nell'idocrasio e fu scoperta da Zepharovich in un cristallo di Pfitsch. Io l'ho trovata in un solo cristallo, con una faccetta non molto sottile, che ha dato una misura abbastanza esatta

$$(001):(445) = 31^\circ 23' \text{ mis.} \qquad 31^\circ 17\,{}^1/_2{}' \text{ calc.}$$

Ben sette delle forme nuove per l'idocrasio in genere o per quello soltanto del Monte Somma appartengono alla zona [100:111]. Molto importante è *Z*{611}, nuova per il minerale, osservata con una faccetta un po' scabra, ma che ha dato una ni-

---

[1]) *System of Mineralogy*, 6ª ed., pag. 478.

[2]) Invece di *t*{331} Haüy ha dato *N*{441}, senza misure, ma in base alla descrizione e figura di Romé De l'Isle. Zepharovich, però, ha mostrato che si tratta evidentemente di {331} ((27), pag. 6), che è molto frequente nell'idocrasio del Monte Somma, mentre {441} è rarissimo e fu osservato soltanto da Franco.

[3]) Con tutta probabilità si trattava di *v*.

[4]) Nella proiezione stereografica e nella fig. 2 il Franco ha indicato anche un prisma {10.1.0}, del quale, però, non è tenuta parola nel testo.

[5]) Il Dr. Rosati mi comunica per lettera di aver rinvenuto in 75 cristalli del Monte Somma le forme *camh* x_1 = {940} *f* Φ = {530} *tbpιϑ* χ = {119} *eνvsq* = {833} *zid* y_1 = {542} y_2 = {841} y_3 = {19.5.2} l_1 = {10.8.5} l_2 = {751}, delle quali Φχ*q* sono nuove per la località e $x_1 y_1 y_2 y_3 l_1 l_2$ per il minerale.

tida immagine, in un frammento di cristallo molto ricco di facce

(511) : (611) = 3°34′ mis. 3°31′ calc.

Nel medesimo cristallo si è pure trovata la nuova forma *j*{855}, con una stretta faccia tra {211} e {111}, che ha permesso buone misure

(100) : (855) = 53°0′ mis. 52°52′ calc.

In uno stesso cristallo, pure ricco di facce, si sono osservate *H*{544} e *a*{955}. Nuova per l'idocrasio del Monte Somma è {544}, che ha offerto una faccetta sottile, ma buona:

(100) : (544) = 59°35′ mis. 59°23 1/2′ calc.

La forma {544} è stata scoperta parecchi anni fa da O. Korn [1]) nell'idocrasio di Kedabék: Goldschmidt [2]) l'ha considerata come incerta. Recentemente, io [3]) l'ho trovata in due cristalli di idocrasio della Val di Susa, ma, in base ai caratteri fisici delle facce ed all'opinione di Goldschmidt, non ho creduto di annoverarla fra le forme tipiche, cosa che senza dubbio deve farsi adesso che è stata rinvenuta in una terza località. Nuova per l'idocrasio è {955}, che pure offre una sottile e buona faccetta insieme alla precedente

(100) : (955) = 49°42′ mis. 49°34 1/2′ calc.
(955) : (544) 9 53 » 9 49 »

Molto interessanti sono le forme *k*{979}, *ω*{737} e *C*{929}, che sono state osservate quasi sempre insieme, in parecchi cristallini di colore giallo-vino, ad abito bipiramidale o più o meno tabulare secondo la base. Finora, nell'idocrasio del Monte Somma non erano mai state trovate facce tra {111} e {101}; del resto, facce di tal genere si rinvengono molto di rado nell'idocrasio.

Le tre forme *k*, *C* e *ω* presentano facce ora molto sottili, ora discretamente estese, quantunque in ogni caso affatto subordinate: sono sempre assai splendenti, ma non di rado (specialmente *k*), o striate parallelamente all'asse della zona [111 : 011] ovvero alquanto curve: in diversi cristalli, per altro, sono così regolari da permettere misure esatte. *ω* è stata scoperta da Zepharovich nei cristalli della Rympfischweng presso Zermatt: *C* e *k* sono nuove per l'idocrasio. Nella seguente tabella sono riuniti gli angoli misurati per queste tre forme in quattro diversi cristalli:

	Limiti delle misure	N	Media	Calc.
(111) : (799) =	4°56′ — 5°26′	6	5°12	5° 7′
(111) : (377)	13 38 — 13 55	7	13 47	13 51 1/2
(111) : (299)	19 6 — 19 22	7	19 14	19 19 1/2
(737) : (7̄37)	22 55 — 23 5	3	23 0	22 56
(929) : (9̄29)	11 52 — 12 12	2	12 2	12 0
(011) : (799)	20 1 — 20 30	3	20 15	20 12 1/2
(011) : (377)	11 16 — 11 39	4	11 27	11 28
(011) : (299)	5 56 — 6 5	5	6 2	6 0
(377) : (799)		1	8 42	8 44 1/2

[1]) Zeitsch. für Kryst., 1882, VII, 371.
[2]) Zeitsch. für Kryst., 1897, XXVIII, 414.
[3]) Zeitsch. für Kryst., 1908, XLV, 149.

e{531} fu scoperta da Groth e Bücking [1]) nell'idocrasio di Pfitsch, ma è considerata da Goldschmidt [2]) come molto incerta. Io l'ho osservata in due cristalli con faccette abbastanza grandi, perfettamente piane e splendenti, che giacciono nelle due zone [210 : 111] e [110 : 421]. Le misure eseguite sono in accordo molto soddisfacente con i valori calcolati, come risulta dal seguente specchietto:

(421) : (531) =	6°20′— 6°30′	3	6°24′ mis. (media)	6°24′ calc.
(111) : (531) =		1	67 36 »	67 33 »

L'esistenza di {531} come forma tipica dell'idocrasio è posta, perciò, fuori di ogni dubbio.

La nuova bipiramide ditetragonale *U*{621} è stata trovata in due cristalli, in ciascuno con due belle facce che hanno fornito esatte misure. In uno dei cristalli esistevano, oltre a parecchie altre forme, anche {421}, {201} e {611} e si è, perciò, potuto stabilire che la nuova forma appartiene alle tre zone [100 : 421], [210 : 201], [010 : 611]. *U* giace, inoltre, anche nella zona [001 : 310] che, però, non si è potuta verificare, non essendo {310} presente in nessuno dei due cristalli.

(100) : (621) =	24°23′— 24°31′	2	24°27 mis. (media)	24°29′ calc.
(621) : (421)	9 50 — 9 51	2	9 50 ½ » »	9 51 »
(210) : (621)		1	18 14 »	18 16 »

{9 . 0 . 13}, nuova per l'idocrasio, non è, evidentemente, che una vicinale a {203}, ma è da notarsi che si è osservata in tre cristalli ed in due di questi le sue esili faccette hanno dato misure assai concordanti ed esatte:

(101) : (9 . 0 . 13) =	7°55′— 7°58′	2	7°56 ½′ media	7°51′ calc.

Interessanti sono pure le altre due forme nuove per l'idocrasio {17 . 3 . 10} e {13 . 3 . 8}, osservate in uno stesso cristallo, ciascuna con una faccia abbastanza grande, regolarissima, nella zona [110 : 311]. Le misure sono riuscite molto esatte:

(110) : (17 . 3 . 10) =	67° 7′ mis.	67° 3′ calc.
(110) : (13 . 3 . 8) =	69 25 »	69 17 »

Queste due facce sono senza dubbio vicinali a {513}, finora non conosciuta nell'idocrasio, per la quale si calcolerebbe (110) : (513) = 68°2′, un valore, cioè, che differisce considerevolmente da quelli misurati.

Stimo opportuno dire alcune parole anche sulla bipiramide ditetragonale {711}, che fu osservata la prima volta nell'idocrasio del Monte Somma da P. Franco, ma in un solo cristallo con un'unica faccetta: per di più l'angolo (100) : (711) risultò uguale a 17°25′, mentre il valore calcolato è 16°48′. Il Franco notò che alla faccetta in questione poteva spettare il simbolo {20 . 3 . 3}, sicchè l'esistenza di {711} nell'idocrasio del Monte Somma non poteva, perciò, essere considerata come posta

[1]) Groth, *Die Mineralien-Sammlung* etc., Strassburg, pag. 199.

[2]) *Winkeltabellen*, 1897, pag. 409.

fuori di dubbio. Io l'ho trovata in diversi cristalli, con facce sottili, che hanno permesso buone misure, risultate in soddisfacente accordo (le differenze non superano i 10') con i valori teorici, quindi la presenza di {711} tra le forme dell'idocrasio del Monte Somma è da ritenersi accertata.

Delle 61 forme (computando le 9 aggiunte dal Rosati) finora note nel nostro idocrasio, soltanto sei, e cioè {001}, {100}, {110}, {210}, {111} e {311} sono frequentissime, quasi costanti; {113}, {331} e {101} sono pure molto frequenti; {421} e {312} sono comuni; {511}, {211}, {221}, {310} sono già relativamente poco frequenti: delle altre 47 forme per lo meno 39 devono considerarsi come rarissime [1]. Parecchie di esse non rappresentano che delle forme vicinali, come è stato già notato per alcune di quelle trovate da me per la prima volta. A facce vicinali appartengono, secondo me, inoltre W{14 . 14 . 5} (vicin. a {331}), E{11 . 4 . 4} (vicin. a {311}), D{18 . 5 . 5} (vicin. a {722}), g{20 . 5 . 2} (vicin. a {410}), F{13 . 7 . 1} (vicin. a {210}), {28 . 7 . 1} (vicin. a {410}), {35 . 7 . 1} (vicin. a {510}), {35 . 5 . 3} (vicin. a {710}?), {63 . 9 . 2} (vicin. a {710}). Delle forme nuove determinate da Rosati $y_1 y_2 l_2$ sono da considerarsi come forme tipiche sicure, avendo potuto il Rosati controllare che sono comprese in due zone: delle altre, x_1{940} non è che una di quelle vicinali a {210} comuni nei cristalli nei quali questa forma ha le sue facce spezzate in due distinte; y_3{19 . 5 . 2} è vicinissima a g{20 . 5 . 2}, e, come questa, vicinale a {410}.

Tutte queste forme semplici si riuniscono in un gran numero di combinazioni.

Romé De l'Isle ne conosceva già tre, Haüy cinque, Monticelli e Covelli ben venticinque, delle quali disgraziatamente, però, sono decifrabili soltanto le più semplici e quelle già riferite da Haüy. Numerose combinazioni furono pure descritte e figurate da Lévy, Zepharovich, etc. Nell'elenco che segue sono riunite le principali combinazioni finora osservate nell'idocrasio del Monte Somma [2]:

cam Zambonini
cap Monticelli e Covelli
cpo » »
capo » » ; Lévy
camf Zambonini
camp Romé De l'Isle, Haüy, Mont. e Cov., Zephar., Franco, Zambonini
camfp Haüy, Mont. e Cov., Lévy, Zephar., Franco, Zambonini
campt Boecker
campo Franco
camfpo Romé De l'Isle, Haüy, Mont. e Cov., Lévy, Zephar., Zambonini

---

[1]) A queste ultime appartengono le forme ora rinvenute dal Rosati per il primo.

[2]) Alcune combinazioni sono state figurate anche da Dufrénoy (*Traité de Minér. Atlas*, Tabl. 151, fig. 36, 37, 40, 41, 46, ma alcune di esse, come ha mostrato Zepharovich, sono errate, e le altre o erano state già osservate da altri o presentano delle incertezze. Delle figure di Dufrénoy non ho, perciò, tenuto conto. Per quel che riguarda il lavoro di Franco (39) è da notare che la fig. 2 rappresenta una combinazione ideale, comprendente tutte le forme osservate, e perciò non è stata compresa nell'elenco.

camfpt Lévy
camfpi Presl, Franco
camfhp Franco
campts Zambonini
camfϑpo Lévy
camϑpoi »
camfpts Franco
camfϑpo »
camfpoi Zambonini
camfpot »
camfhpi »
camfpϑts Romé de l'Isle, Haüy [1]), Mont. e Cov.
camfϑpoi Lévy, Boecker
camhϑpti Pirsson
camfϑpsi Franco
camhιpts Presl
camhptos »
camhfpos »
camfptsd Zambonini
camfptos »
camfϑptos Haüy [1]), Mont. e Cov., Zambonini
camfϑptis Lévy
camfϑposd Zambonini
camfpvszi »
camfptoysz Haüy, Mont. e Cov. [2])
camhfpoisd Presl
campfϑpξSoi Boecker
camfϑpvosi »
camfptoπvs »
camfϑpovsi Franco
camfϑptosi Zambonini
camfpo{9.0.13}*kωC* Zambonini
camfιptozsi Lévy
camfϑpoνigF Groth e Bücking
camfϑpoνTui Boecker
camfhϑptosi Zambonini
camfpbtosdi »
camfϑptosdi »
camfϑιptozsi Lévy
camfϑpbtozsi Zepharovich
camfϑpbtovsi »

---

[1]) Invece di *t*{331} Haüy da dato *N*{441}, ma non vi è dubbio che si tratti di uno scambio

[2]) È assai probabile che invece di *y* la forma presente sia stata *v*. L'esistenza di *y* nell'idocrasio del Monte Somma è assai incerta, come si è già detto a pag. 259.

camfpou(9.0.13)*sdωC* Zambonini
camhpϡbovsid »
camfϡιptozsyi Lévy [1])
camfϡptoξπsid Zepharovich
camfϡptouvsid »
camfϡptosd }28.7.1{ }13.7.1{ }35.7.1{ Franco
camfpbouvszldi Hessenberg, Zepharovich
camhfpbtoizsdv Presl [2])
camfhpbtosvzi Haidinger [3])
camfhϡιptouszi Franco
camfhϡιptozsyid Lévy [1])
camfϡpVWtoDsEKd Boecker
camfhηϡιptouvsd Franco
camfhpbtNuvszdi »
camfϡιpbtovszdi Zambonini
camfptuwZvjdeU »
camfhϡιλpbtovszdi }17.3.10{ }13.3.8{ Zambonini
camfpbtou }9.0.13{ *kωCwvszaHedU* »

Sullo stato fisico delle facce dell'idocrasio del Monte Somma esistono già notizie più o meno estese, dovute principalmente a Zepharovich ed anche a Groth e Bücking, a Boecker e a Franco. Riassumendo le osservazioni precedenti e le mie, si può dire quanto segue. Nella zona [001] le facce sono sovente più o meno profondamente striate e qualche volta addirittura bacillari in seguito a combinazione oscillatoria. Sovente appaiono piane, ma in questo caso assai spesso ogni faccia di }100{ e di }110{ dà due nette immagini, come notarono per i primi Groth e Bücking. Gli angoli che le due immagini riflesse da ciascuna faccia formano tra loro sono molto variabili, e nelle numerose misure da me eseguite non ho potuto riscontrare alcuna regolarità. Sulle facce di }001{ sono quasi costanti i rialzi o le cavità a contorno quadrangolare, i cui lati sono paralleli agli spigoli di combinazione della base con gli }*hhl*{. Spesso il contorno di questi rialzi è tondeggiante e non di rado anche molto irregolare. Alle volte le facce di }001{ sono ondulate, leggermente increspate come uno specchio d'acqua mosso da una lieve brezza.

Le facce di }111{ presentano una serie di rialzi rettangolari o quadrati, i lati dei quali sono due paralleli e gli altri due perpendicolari allo spigolo di combinazione con la base: talvolta si osservano anche delle piccole smussature parallele agli spigoli di combinazione con }101{. Rare sono su }111{ le strie curve. Posso affermare che non esiste alcuna relazione tra la grandezza dei cristalli, il loro habitus e le strie che si osservano su }111{ e }001{. È notevole il fatto che in alcuni cristalli nei quali }111{ più forti e nette presenta le protuberanze delle quali si è parlato, la base è più regolare del solito [4]).

[1]) È assai probabile che invece di *y* la forma presente sia stata *v*. L'esistenza di *y* nell'idocrasio del Monte Somma è assai incerta, come si è già detto a pag. 259.

[2]) Presl ha dato *y* invece di *v*, ma si tratta certamente di un errore.

[3]) Per la storia di questa combinazione si veda il lavoro di Zepharovich, pag. 7 e 126.

[4]) Le altre forme non presentano nulla d'interessante.

L' habitus dell' idocrasio del Monte Somma è molto variabile. Già Romé De l'Isle conobbe diversi tipi di cristalli, con la base più o meno estesa e con diverso sviluppo dei prismi. Monticelli e Covelli, poi, hanno figurato, molto imperfettamente per altro, quasi tutti i tipi che offre il nostro idocrasio. Come ha già proposto Boecker, nell'idocrasio del Monte Somma si possono distinguere tre tipi principali, che non sono, però, nettamente distinti, ma riuniti, al contrario, l'uno all'altro da numerose forme di passaggio. Il primo tipo di Boecker è rappresentato dai cristalli tabulari secondo la base, il secondo da quelli bipiramidali, nei quali domina }111{, e, finalmente, il terzo dai cristalli prismatici.

I cristalli del 1° tipo non sono certo molto frequenti, e vanno suddivisi in due gruppi, che passano per gradi insensibili l'uno nell'altro, a seconda che la forma più estesa dopo la base è il prisma }110{ o un }*hhl*{ (di solito }111{). Nel primo caso i cristallini sono terminati, quasi sempre, ad un solo estremo dell'asse *c*, nel secondo a tutti e due. I cristalli del 1° tipo sono per lo più di colore giallo-vino e

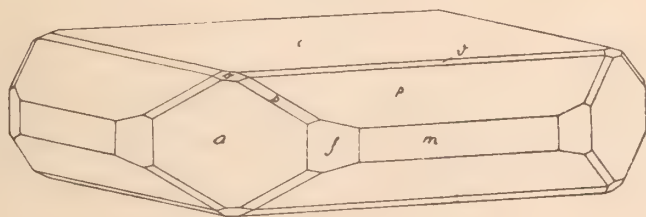



Fig. 60.

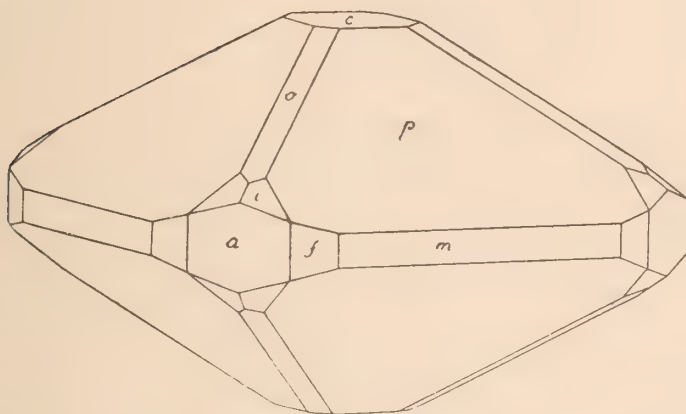



Fig. 61.

presentano, allora, sempre un nucleo di colore bruno, in generale assai piccolo; parecchi hanno, invece, colore bruno-cupo e mostrano un sottile orlo esterno più chiaro: altri, infine, sono di color marrone o bruno-rossastro piuttosto chiaro. Un cristallo del 1° tipo è rappresentato dalla fig. 60.

Dal 1° tipo si passa quasi insensibilmente al 2°, che è decisamente raro. Un cristallo caratteristico del 2° tipo è riprodotto nella fig. 61. Molto interessanti sono i cristalli intermedî fra il 1° ed il 2° tipo, ma quasi sempre molto prossimi al primo, e che finora hanno richiamato poco l'attenzione degli studiosi, quantunque già Mon-

ticelli e Covelli (fig. 118-120) e Lévy (Tabl. 33, fig. 2) li abbiano effigiati. Questi cristalli, di solito di colore giallo-vino più o meno cupo, talvolta anche brunicci, somigliano molto, per habitus, ad alcuni di quelli della miniera Poljakowsk, negli Urali, che furono descritti più di cinquant'anni or sono da N. v. Kokscharow [1]). Sopra tutto notevole è il fatto che soltanto in questi speciali cristalli (fig. 62)

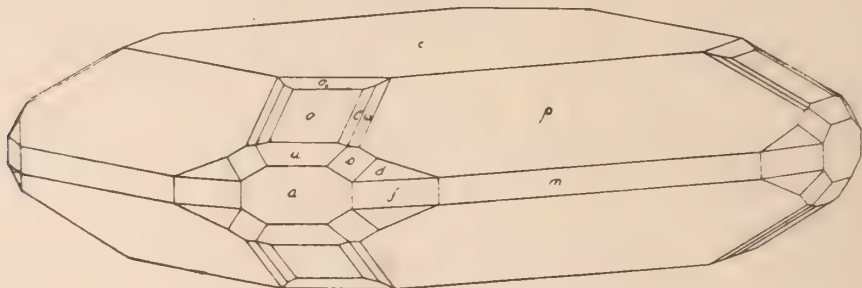



Fig. 62.

si sono osservate delle forme fra {111} e {101}, e specialmente {737}, {979} e {929}: or bene, nell'idocrasio della miniera Poljakovsk si presentano pure facce tra {111} e {101}, quantunque di simboli diversi da quelli delle faccette trovate nei cristalli del Monte Somma.

I cristalli prismatici che appartengono al 3° tipo di Boecker sono di gran lunga i più comuni. Vanno suddivisi in due gruppi, a seconda che la forma dominante dopo i prismi tetragonali è la base, ovvero {111}. Dei due prismi {100} e {110} è generalmente quest' ultimo il più esteso, ma vi sono anche cristalli nei quali accade il contrario: qualche volta {100} e {110} hanno presso a poco uguale grandezza.

Lo scarso valore delle distinzioni di varî tipi nei cristalli di un minerale di una data località risulta assai chiaramente provato dallo studio di quei cristalli di idocrasio del Monte Somma che sono terminati ad ambedue le estremità dell'asse *c*. Non pochi di quei cristalli, infatti, sono così diversamente conformati ai due estremi di detto asse, che mentre da una parte si presentano tabulari secondo la base, dall'altra hanno habitus piramidale. In un cristallo di questo genere, con le forme {001} {111} {101} {100} {110}, più qualche sottile faccetta di {210} e di {331}, ad un estremo di *c* la base è fortemente estesa ed all'altro manca completamente. Simile a questo è un cristallo bruno, lungo 31 mm. e largo 12, che si trova in un blocco di calcare, con mica e pirosseno verdi, e che nella sua parte inferiore appare piramidale, con le forme visibili {111}, {101} e {311}, mentre superiormente presenta la base dominante ed inoltre {111}, {311}, {211}, {421}.

Geminati nell'idocrasio del Monte Somma finora ne ha osservati soltanto Franco, il quale ha descritto e figurato un cristallo polisintetico secondo {113}, ma l'esistenza di questa geminazione non mi sembra possa ritenersi accertata.

---

[1]) *Materialien zur Mineralogie Russlands*, 1853, I, 92.

Nelle sezioni sottili, Mierisch (34) ha osservato tracce di una sfaldatura prismatica che non è mai nettamente distinta.

Le dimensioni dei cristalli sono variabilissime. I più piccoli non superano i 2 mm. e da questi si va fino a quello del Museo di Napoli di colore nero, incluso in una sanidinite ricca in antibolo nero, che è stato già menzionato da Zepharovich e da Scacchi (36) e che misura, secondo quest'ultimo, 113 mm. di altezza e 36 di larghezza. Cristalli di 3-4 cm. di lunghezza non sono molto rari.

Il colore è variabilissimo: più spesso l'idocrasio del Monte Somma è bruno-rossiccio, può essere anche bruno-scuro, fin quasi nero. Si trova anche di colore giallo-vino, verde-olio, bruno-verdastro, e, molto raramente, giallo-verdastro chiarissimo, quasi incoloro. Da trasparente ad opaco. In lamine sottili diventa trasparente, secondo Mierisch, con colore bruniccio chiaro o verde giallastro.

Le anomalie ottiche dell'idocrasio del Monte Somma sono state studiate da diversi studiosi, a cominciare da Madelung (31), che già nel 1862 ne scopriva la debole, ma netta biassicità. Secondo Doelter (30), l'angolo degli assi ottici nell'aria è piccolo (4-8°), ma in un cristallo bruno-chiaro raggiunse 34 ½° per la luce rossa. Mediante il riscaldamento fino al rosso, Doelter osservò un aumento di 2E nei cristalli che alla temperatura ordinaria avevano 2E piccolo: una diminuzione, invece, in quello nel quale aveva trovato 2E = 34 ½°. Raffreddandosi, le lamine tornano nelle condizioni primitive. Franco confermò la biassicità dell'idocrasio del Monte Somma. Gli studî più importanti sono, però, dovuti a Klein (40), il quale stabilì che i cristalli del Monte Somma appartengono a quegli idocrasi che presentano carattere negativo della birifrazione per tutti i colori. Alcuni cristalli bruni sono otticamente quasi perfettamente normali e non mostrano netta divisione in settori nelle lamine basali: altri cristalli pure bruni presentano, invece, una divisione in otto settori, che vanno dal centro alla periferia, e nei quali i piani assiali sono alternativamente perpendicolari e paralleli agli spigoli che limitano la sezione. La successione dei colori nelle curve isocromatiche è normale [1]). Come già aveva osservato Mierisch, io ho trovato che l'idocrasio bruno del Monte Somma possiede una struttura zonata evidentissima: si distingue quasi sempre una parte centrale bruna ed un orlo esterno più o meno esteso, giallo-bruniccio chiarissimo. In parecchi piccoli cristallini con questa struttura, che io ho esaminato, la parte centrale è rigorosamente uniassica normale, negativa; anche i colori delle curve isocromatiche sono normali: solo in rari casi si ha accenno allo sdoppiamento della croce in due assi con 2E piccolo. L'orlo esterno, invece, presenta la divisione in otto settori descritta da Klein, e 2E raggiunge anche i 24°. In alcuni cristalli di colore giallo-vino bruniccio, senza struttura zonata pronunciata, anche agli orli esterni si hanno di solito i caratteri ottici normali: tutt'al più si osserva una piccolissima apertura assiale. Queste mie osservazioni confermano che la biassicità dell'idocrasio del Monte Somma è dovuta alle miscele isomorfe.

La rifrazione e la birifrangenza sono soggette, nell'idocrasio del Monte Somma, a variazioni considerevoli. In cinque cristalli io ho trovato col totalrefrattometro per

---

[1]) **Klein confermò i risultati ottenuti nei suoi studî sull'idocrasio del Monte Somma in un lavoro più recente (43).**

la luce del sodio:

	ω	ε	ω—ε
Cristallo bruno scurissimo	1.7135	1.7116	0.0019
» bruno garofano	1.7234	1.7216	0.0018
» giallastro	1.7032	1.7004	0.0028
» giallo-olio chiarissimo	1.7060	1.7027	0.0033
» bruno-rossiccio	1.7126	1.7092	0.0034

Nel cristallo bruno garofano con valori più alti per la rifrazione, l'analisi qualitativa ha permesso di constatare l'esistenza del titanio in quantità abbastanza considerevole, ed è, perciò, probabile che al Ti_2O_3 sia dovuta la rifrazione più elevata. Nei cristalli con birifrangenza più alta, oltre all'idrogeno era presente anche il fluoro.

Hlawatsch (42) ha determinato la birifrazione per diverse lunghezze d'onda in un cristallo bruno chiaro, ottenendo i seguenti risultati:

	B	D	F	G
ω — ε	0.00301	0.00274	0.00245	0.00187

Secondo le osservazioni di Mierisch, che io posso completamente confermare, le sezioni parallele ai prismi intensamente colorate presentano pleocroismo non troppo debole dal bruno rossiccio al verde gialliccio.

I primi studî microscopici sull'idocrasio del Monte Somma sono stati eseguiti da Sorby (25), il quale constatò l'esistenza in questo minerale di cavità numerose riempite di liquidi con cubi di cloruro di sodio e di potassio. Secondo Mierisch, l'idocrasio è povero in inclusioni gassose o liquide, che sono sempre piccolissime. Sorby avrebbe osservato anche inclusioni vetrose, che però Mierisch non ha potuto vedere. Spesso l'idocrasio contiene i minerali che lo accompagnano, come mica, augite, granato, sanidino, ecc.: spesso, per altro, come ha notato Mierisch e come io stesso posso confermare, è privo di inclusioni.

Il peso specifico dell'idocrasio del Monte Somma oscilla entro limiti abbastanza estesi. Klaproth (9) e Magnus ((14) e (21)) danno 3,420, Breithaupt (17) 3,342, Rammelsberg (26) 3,382 (bruno-giallo) e 3,428 (bruno-scuro), Zepharovich 3,447 e 3,445, Jannasch (32) 3,403 fino a 3,472.

Comp. chimica. $Si_4O_{17}(Al, Fe)_2(Ca, Mg, Mn, Fe, K_2, Na_2)_5(H, F)_2$ secondo Jannasch e Weingarten.

Le prime ricerche chimiche sul nostro idocrasio sono state eseguite da Klaproth (9) [1], che ha studiato il comportamento della varietà bruno chiara esposta al fuoco dei forni di porcellana e poi ha determinato i caratteri pirognostici e la composizione quantitativa della varietà di colore bruno volgente al verde oliva (I). Magnus (15) II e Karsten (16) III analizzarono i cristalli bruni, Rammelsberg (22) quelli giallo-bruni (IV) e bruni (V): quest'ultima varietà fu analizzata anche da Scheerer (23) VI. Tutte queste analisi sono, però, molto imperfette: soltanto più recentemente Jannasch da solo (32) VII-IX ed insieme a Weingarten (41) (X bruno-scuro, XI bruno-olivo giallastra) ne ha eseguite alcune esatte e complete.

---

[1]) Delamétherie (*Théorie de la Terre*, II, 326) riferisce un'analisi errata della « giacintina bruna », eseguita da Stucke (SiO_2 26,5 MgO 40,1 CaO 16,0 Fe_2O_3 16,2), anteriore agli studi di Klaproth.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
SiO_2	35.50	37.36	37.50	37.75	37.83	37.80	36.81	37.04	37.08	36.38	37.15
Ti_2O_3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4.28	0.50 (TiO_2)
Al_2O_3	22.25	23.53	18.50	17.23	10.98	12.11	16.42	16.85	16.83	12.29	15.73
Fe_2O_3	7.50	—	—	4.43	9.03	9.36	3.00	3.22	2.74	2.77	3.28
FeO	—	3.99	6.25	—	—	—	2.07	1.96	2.01	2.14	1.94
CaO	33.00	29.68	33.71	37.35	35.69	32.11	36.22	35.29	35.50	35.56	35.49
MnO	0.25	5.21	0.10	—	—	tr.	0.66	0.45	0.60	0.37	0.52
MgO			3.10	3.79	4.37	7.11	2.17	2.85	2.84	2.94	2.64
Li_2O	—	—	—	—	—	—	0.08	tr.	tr.	—	—
K_2O	—	—	—	—	—	—	tr.	tr.	tr.	0.42	0.38
Na_2O	—	—	—	—	—	—	0.42	0.47	0.44	0.95	0.67
H_2O	—	—	—	—	—	1.67	1.57	1.00	1.38	2.68	1.97
F	—	—	—	—	—	—	1.06	1.13	1.06	—	1.68
	98.50	99.77	99.16	101.55	97.90	100.16	100.48	100.26	100.48	100.78	101.95

Il confronto di queste analisi mostra senz'altro il successivo progredire delle nostre conoscenze sulla composizione chimica dell'idocrasio del Monte Somma.

Al cannello il nostro idocrasio fonde: dagli acidi è decomposto soltanto dopo l'arroventamento (Fuchs: Schweigger's Journal für Chemie und Physik, XXIV, 376).

Giacitura. L'idocrasio è uno dei minerali più frequenti nei blocchi calcarei del Monte Somma. Già Romé De l'Isle ne conosceva bene il modo di presentarsi, che è stato in seguito descritto specialmente da Monticelli e Covelli e più recentemente da Mierisch. Nei blocchi calcarei metamorfosati l'idocrasio è accompagnato pressochè costantemente, come ha bene osservato Mierisch, dal granato, e poi da svariati altri minerali (mica, sodalite, pirosseno, anfibolo, pleonasto, forsterite, humite, cavolinite, cuspidina, meionite, ecc.). Raramente l'idocrasio si rinviene negli aggregati composti prevalentemente di mica e di pirosseno, che sono da considerarsi come il risultato della trasformazione totale di blocchi calcarei. È in questi blocchi che furono trovati quei grossi cristalli bruni ricordati da Scacchi (36) « nei quali molte specie di faccette più volte si ripetono con angoli diedri rientranti e prominenti alterni », e che talvolta hanno l'aspetto di lunghi fasci intrecciati. Finalmente, l'idocrasio si rinviene anche, accompagnato da granato, sanidino, mica, anfibolo, pirosseno, ecc. nelle sanidiniti pneumatolitiche, le cui relazioni coi calcari sono dimostrate dal fatto che spesso presentano un involucro più o meno incompleto di calcare, ovvero contengono dei frammenti di questa roccia. In tutti questi blocchi, l'idocrasio è, senza dubbio, il risultato di un fenomeno metamorfico. Non è certo se altrettanto deve pensarsi anche per l'idocrasio che Lacroix (44) ha osservato uniformemente ripartito in piccoli prismi nelle microsieniti nefeliniche e sodalitiche ad idocrasio, che talvolta contengono frammenti di calcare. Franco (35) aveva trovato l'idocrasio nella « lava a breccia », ma la sua osservazione non è stata confermata da Lacroix (44).

Tra i minerali pneumatolitici dei blocchi rigettati dal Vesuvio l'idocrasio non è stato finora rinvenuto con certezza. A. Scacchi (28) ha notato in un blocco del 1872 un cristallino di colore bruno-rossiccio, che, in base alle misure eseguite nella zona [001], è sembrato appartenere al sistema tetragonale e, forse, all'idocrasio.

ZIRCONE $ZrSiO_4$

1. 1817. S. Moricand, Bibliothèque universelle de Genève, IV, 133.
2. 1823. H. J. Brooke, Phillips Mineralogy, pag. 211.
3. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 104.
4. 1841. A. Scacchi, Nota inedita letta alla R. Accad. delle Scienze di Napoli il 27 aprile 1841.
5. 1848. G. Sillem, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 141.
6. 1851. A. Kenngott, Sitzungsber. der Akad. der Wissensch. zu Wien, V, 269.
7. 1876. A. Scacchi in G. Uzielli, Atti R. Accad. Lincei, III, 872.
8. 1889. A. Scacchi, Catalogo dei minerali e delle rocce vesuviane ecc., pag. 45.

Come riferiscono Monticelli e Covelli (3), il Padre Gismondi « si accorse il primo, in Bosco-trecase, della esistenza di un ottaedro violetto, in un aggregato di feldspato vitreo ». Moricand (1) ne trovò parecchi altri e riconobbe che appartenevano al zircone. Brooke (2) e Sillem (5), tra gli altri, lo confusero, però, con la zeagonite. Nella nota inedita del 1841, Scacchi (4) propose di distinguere lo zircone del Monte Somma col nome di *diocroma*, che non si trova riportato, però, nei suoi Cataloghi. Kenngott dimostrò l'identità della zeagonite del Museo di Corte di Vienna con lo zircone.

Sistema cristallino: tetragonale.

Dall'angolo $(111):(\bar{1}11) = 57°6'$ dato da Brooke si deduce $a:c = 1:0.6485$, mentre per il zircone in genere si ammette un valore un po' diverso $a:c = 1:0.6404$, calcolato in base alle misure di Kupffer. Anche secondo Scacchi (4), il zircone del Monte Somma si differenzierebbe alquanto, per i suoi angoli, da quello di Siberia e di Ceylan [1]. Secondo le mie osservazioni, queste differenze dipendono esclusivamente dal fatto che i cristalli del Monte Somma hanno quasi sempre facce curve o spezzettate, e spesso risultano dal raggruppamento di vari cristallini in accrescimento sub-parallelo.

Forme: $p\{111\}$ $m\{110\}$ $a\{100\}$ $c\{001\}$ $u\{331\}$ $x\{311\}$ $e\{101\}$.

p ed *m* sono ricordate da Brooke e da Sillem: Monticelli e Covelli hanno pubblicato quattro figure, ma di queste due soltanto (26 e 27) appartengono al zircone. La fig. 26 rappresenta un cristallo con la sola bipiramide {111}, la fig. 27, invece, questa forma unita a {001}. Ma, data la rarità della base nello zircone, propendo a credere che Monticelli e Covelli sieno stati ingannati da una pseudofaccia corrispondente alla superficie di impianto del cristallo figurato, tanto più che io stesso ho osservato parecchi esempi del genere. Scacchi (7) ha osservato *pmau*: io tutte le forme suindicate, delle quali *x* ed *e* sono nuove per il zircone del Monte Somma.

Il nostro zircone presenta sempre habitus bipiramidale: spesso si rinviene *p* solo [2]), ma per lo meno altrettanto frequentemente si osserva la combinazione *pm*, col prisma *m* sempre molto subordinato e sovente lineare: Sillem aveva a torto indicato *m* come raro. Scacchi (7) ha descritto e figurato la comb. *pamu*. Nella collezione Johnston-Lavis ho osservato un bel cristallo, col solito habitus bipiramidale, nel quale esistevano le forme *pmaux*. In un bel cristallo di colore verdognolo chiarissimo, pure con habitus bipiramidale, trovato quando questo foglio andava in istampa, ho osservato la comb. *cpmauxe*. *c* presentava una faccia stretta, ma che ha fornito una buonamisura:

$$(001):(111) = 42°5' \text{ mis.} \qquad 42°10' \text{ calc.}$$

[1]) Nella nota comunicata a Uzielli (7), Scacchi si è servito, però, degli angoli di Kupffer.

[2]) Cristalli di questo tipo sono stati figurati e descritti da Des Cloizeaux, *Manuel de Minéralogie*, 1862, I, 155, fig. 77.

e aveva tutte le sue facce, ma assai esili

(111):(101) = 28°15′ mis.   28°20′ calc.

Sia in questo che nel cristallo della coll. Johnston-Lavis x fu determinato per mezzo delle zone e dell'angolo $mx = 36°39'$ (calc. 36°41′).

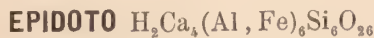
Sillem ha ricordato dei geminati secondo la legge: asse di geminazione la normale a {111}, ma io non ne ho osservati.

Il zircone del Monte Somma forma piccoli cristalli, che di solito non superano i 2-3 mm. nella loro massima estensione, ma generalmente sono anche più piccoli. Molto di rado sono quasi incolori o debolmente giallicci, con splendore vitreo alquanto resinoso: ordinariamente sono o cilestrini, o violacei od anche di colore azzurro abbastanza intenso, ed in questi casi il loro splendore è debolmente vitreo. Rari sono i cristalli giallo-verdicci, e più rari ancora quelli verdognoli chiarissimi. Il più grande cristallo di zircone del Monte Somma che io abbia visto si trova nel Museo di Napoli e raggiunge 5 mm.: è di colore azzurro intenso e presenta la combinazione *pm*.

A. Scacchi (4) riferisce di essersi assicurato con i saggi chimici della presenza del zirconio nei cristalli del Monte Somma, e di aver trovato che questi all'azione del cannello non si scolorano, ma che, invece, le varietà più chiare acquistano color giallo d'arancio, mentre in quelle cilestrine al colore naturale si unisce l'aranciato, che traspare in diversi punti del cristallo. Questa proprietà indusse lo Scacchi a chiamare lo zircone del Monte Somma *diocroma*.

Giacitura. Il zircone si trova, ma di rado, nei blocchi composti prevalentemente da sanidino (sanidiniti a sodalite, microsieniti, fonoliti a grandi cristalli di sanidino e sanidiniti pneumatolitiche), nei quali è accompagnato da anfibolo, pirosseno, magnetite, biotite, granato, sodalite, nefelina, guarinite, ecc. Si rinviene anche, come ricorda Scacchi (8), in blocchi composti prevalentemente di pirosseno, ma molto di rado. Si tratta, in questo caso, di blocchi calcarei profondamente metamorfosati, ricchi in pirosseno, sanidino, biotite, sodalite, ecc., che passanc a delle sanidiniti metamorfiche, con residui di calcare. Il bel cristallo azzurro del quale si è parlato giace su una zona pirossenica di uno di tali blocchi, sulla quale è accompagnato da alcuni cristallini molto più piccoli: tutto all'intorno è abbondante la sodalite. Il cristallo verdognolo descritto è stato rinvenuto in una geode tappezzata da cristalli molto interessanti di sanidino, che si apriva in un blocco composto di pirosseno giallo, magnetite, mica, ecc., con zone di anfibolo.

GRUPPO EPIDOTO

EPIDOTO $H_2Ca_4(Al, Fe)_6Si_6O_{26}$

1. 1801. S. Breislak, Voyages phys. et lithol. dans la Campanie, I, 150.
2. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 210.
3. 1845. A. Scacchi, Napoli e i luoghi celebri delle sue vicinanze, II, 410.
4. 1847. Ch. Marignac, Archives scienc. phys. et nat., IV, 148.
5. 1853. A. Scacchi, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 259.
6. 1873. G. vom Rath, Pogg. Ann., Erg-Bd. VI, 368.
7. 1889. P. Franco, I massi rigettati del M. Somma detti lava a breccia. Napoli, pag. 9.
8. 1907. A. Lacroix, Nouvelles Archives du Muséum, (4e) IX, 136.

Nel 1801 S. Breislak poneva l'epidoto tra i minerali che si rinvengono nei blocchi calcarei del Monte Somma, e più tardi Monticelli e Covelli (2) riferivano a quel minerale dei rari cristalli « per lo più rotti, o impegnati nelle matrici, in modo che difficilissima si rende la loro determinazione », fondandosi sopra tutto sul loro comportamento al cannello. Le figure 104-108 del Prodromo sono dedicate al creduto epidoto, ma le 104, 105 e 108 rappresentano senza alcun dubbio cristalli di pirosseno, e le altre due, invece, di anfibolo. Quantunque A. Scacchi (3) già nel 1845 abbia richiamato l'attenzione degli studiosi sull'errore nel quale erano caduti Monticelli e Covelli, considerando come epidoto delle varietà di pirosseno e di anfibolo, concludendo che l'epidoto doveva cancellarsi dal novero dei minerali vesuviani, pure l'esistenza dell'epidoto al Vesuvio fu ammessa da molti studiosi, specialmente dopo che Marignac (4) ebbe pubblicata la descrizione di un bel cristallo di epidoto, ritenuto proveniente dal Vesuvio. A. Scacchi (5) tornò ad insistere sulla non esistenza dell'epidoto tra i minerali vesuviani, e venti anni più tardi vom Rath (6), esaminando il materiale studiato da Marignac, potè stabilire che doveva provenire certamente o da Ala o da Zermatt. In seguito, nessuno ha potuto osservare, almeno con certezza, l'epidoto al Vesuvio; soltanto Franco (7) credette di poter riferire dubbiosamente a quel minerale alcune sezioni microscopiche di una sostanza trovata nei blocchi della così detta *lava a breccia* (trachite micacea di Lacroix (8)) del Monte Somma, ma la osservazione di Franco non è stata confermata da Lacroix (8). Si può, perciò, affermare con certezza che l'epidoto, finora, non è stato rinvenuto al Vesuvio.

ORTITE $H_2Ca_4(Al, Fe, Ce)_6Si_6O_{26}$

1. 1869. G. vom Rath, Pogg. Ann., CXXXVIII, 492.
2. 1907. A. Lacroix, Nouvelles Archives du Muséum, (4e) IX, 145.

Osservata e descritta per la prima volta da G. vom Rath.

Sistema cristallino: monoclino.

$$a:b:c = 1.5681:1:1.7926 \;;\; \beta = 114°40'$$ Zambonini

G. vom Rath non calcolò delle costanti speciali per l'ortite del Monte Somma, ma si limitò a confrontare gli angoli misurati in un cristallo con quelli calcolati per i cristalli di Laach. L'accordo è, però, per molti angoli ben poco soddisfacente, e meno ancora lo è per le misure da me eseguite in un altro cristallino. Ho, perciò, creduto opportuno di calcolare dai valori migliori da me ottenuti il rapporto assiale surriferito, che differisce notevolmente da quello che vom Rath (Pogg. Ann., 1861, CXIII, 281) stabilì per l'ortite di Laach ($a:b:c = 1{,}5507:1:1{,}7684$; $\beta = 115°1'$).

Forme: $T\{100\}$ $M\{001\}$ $e\{101\}$ $l\{\bar{2}01\}$ $r\{\bar{1}01\}$ $s\{\bar{2}03\}$ $i\{\bar{1}02\}$ $z\{110\}$ $n\{\bar{1}11\}$ $o\{011\}$ $y\{\bar{2}11\}$.

Tutte le forme indicate, all'infuori di $\{101\}$ e di $\{\bar{2}03\}$ che sono nuove per l'ortite vesuviana, furono già osservate da vom Rath.

I cristalli descritti da vom Rath sono tabulari secondo T, hanno la base piccola, e fra i pinacoidi $\{h0l\}$ presentano dominante $\{\bar{2}01\}$. Delle forme laterali z è la più estesa, seguita in grandezza da n : o e y sono piccole. Il Museo di Napoli non possiede di ortite del Monte Somma che un solo cristallo, donato molti anni fa dal vom Rath: non supera i due millimetri nella sua maggior dimensione, e presenta la combinazione di tutte le forme finora note nell'ortite vesuviana. Delle forme non osservate da vom Rath, $\{101\}$, che è nota nell'ortite di Laach, la

quale presenta tante analogie di giacitura con quella del Vesuvio, aveva ambedue le sue facce, {$\bar{2}$03}, invece, una sola. Ambedue questi pinacoidi sono affatto subordinati, ma hanno fornito discrete misure. Il cristallo da me studiato mostra negli angoli non poche irregolarità, analoghe a quelle che si riscontrano in parecchi minerali vesuviani. Nella seguente tabella sono riunite le medie dei migliori angoli misurati, posti a confronto di quelli calcolati in base alle nuove costanti proposte per l'ortite vesuviana, che sono da ritenersi, però, soltanto approssimative:

	Mis.	Calc.		Mis.	Calc.
(001):(100) =	65°20'	65°20'	(100):(110) =	54°50'	54°56 ½'
:($\bar{2}$01)	88 44	88 44	(001):(110)	76 10	76 8
:($\bar{1}$01)	63 12	63 17	(110):(20$\bar{1}$)	58 52	58 54
($\bar{1}$00):($\bar{2}$01)	25 54	25 56	(110):(10$\bar{1}$)	69 5	68 59 ½
($\bar{1}$00):($\bar{1}$01)	51 32	51 23	(110):(10$\bar{2}$)	84 30	84 29
($\bar{1}$01):($\bar{2}$03)	17 58	17 50 ½	($\bar{1}$00):($\bar{2}$11)	44 52	44 57
(001):(101)	35 10	35 7	($\bar{1}$00):($\bar{1}$11)	68 46	68 44
(100):(101)	30 13	30 13	($\bar{2}$11):($\bar{1}$11)	23 47	23 47

Sfaldatura secondo *z* (vom Rath). Colore nero, splendore semimetallico.

Giacitura. L'ortite fu trovata da vom Rath in un aggregato di sanidino, sodalite, nefelina, orneblenda, melanite, magnetite, zircone. Il cristallo più grande misurava 6 mm. in altezza e larghezza, ma la maggior parte erano molto più piccoli. Lacroix ha osservato plaghe birifrangenti, xenomorfe, bruno-scure, molto pleocroiche di ortite nelle microsieniti nefeliniche e sodalitiche ad idocrasio.

CUSPIDINA $Ca_2(CaF)_2Si_2O_7$

1. 1876. A. Scacchi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 208.
2. 1883. G. vom Rath, Zeitsch. für Kryst., VIII, 38.
3. 1883. G. vom Rath, Sitzungsber. Niederrhein. Gesellsch. Bonn, pag. 123.

Scoperta da A. Scacchi (1), e chiamata *cuspidina* perchè i suoi cristalli hanno generalmente l'aspetto di una lancia.

Sistema cristallino: monoclino.

La cuspidina fu provvisoriamente descritta da Scacchi (1) come rombica: egli riconobbe, per altro, che i cristalli apparentemente rombici potevano essere geminati monoclini, poichè egli aveva osservato, sfaldando i cristalli all' estremità, un angolo rientrante di 178°42'. Il carattere monoclino della cuspidina fu messo fuori di dubbio dalle misure di vom Rath (2) e specialmente dalle ricerche ottiche di Groth (in (2)).

$a:b:c = 0.7243:1:1.9342$; $\beta = 90°38'$ vom Rath (2)

Sono queste le costanti, dedotte da misure eseguite in un solo cristallo, che sono state generalmente adottate. Da un altro cristallo, vom Rath (3) ha ottenuto $a:b:c = 0.7150:1:1.9507$; $\beta = 90°20\,^1/_2'$. Questi nuovi valori non sono considerati da vom Rath come più precisi dei precedenti, tuttavia è certo che gli angoli misurati nel secondo cristallo stanno in accordo assai più soddisfacente con le nuove, che con le vecchie costanti, sicchè mi sembrerebbe più opportuno accettare per la cuspidina la media delle due determinazioni di vom Rath, e, cioè, $a:b:c = 0.7197:1:1.9425$; $\beta = 90°29'$. Scacchi (1) aveva trovato $a:b:c = 0.7173:1:1.9376$.

Forme: *b*{010} *c*{001} *m*{110} *d*{011} *g*{012} *k*{014} *f*{$\bar{1}$01} *e*{101} *h*{103} ν{$\bar{1}$11} π{$\bar{1}$13} *n*{111} *p*{113} *s*{$\bar{1}$21} μ{432} *q*{233} *r*{872} (ovvero {12.11.4}) *t*{211}.

Scacchi (1) osservò *b*ν*f*μ, vom Rath (2) tutte le forme su indicate, meno π, rinvenuto più tardi (3).

La combinazione che più comunemente presentano i cristalli di cuspidina è la $\nu f \mu$: questi cristalli sono sempre geminati secondo la legge: asse di geminazione la normale a }100{, e sono impiantati costantemente, sembra, per quella estremità nella quale le facce di sfaldatura $c\underline{c}$ formano un angolo rientrante. Molte volte non è riconoscibile che ν. I cristalli di questo tipo hanno dimensioni variabilissime, che da 1-2 mm. nella direzione dell'asse c giungono fino ad oltre un centimetro nella direzione stessa. I cristalli eccezionali con le comb. *bcmfehdgksvrqtnp* e $pn\nu ef\pi$ studiati da vom Rath ((2) e (3)) erano piccolissimi.

I cristalli di cuspidina sono bianchi o incolori od anche rosei e quasi sempre coperti da uno strato più o meno spesso di calcite, proveniente dalla loro alterazione, ma nell'interno sono assolutamente freschi. Oltre che netti cristalli, si incontrano anche masserelle cristalline, talvolta di colore roseo.

Sfaldatura assai netta parallelamente alla base.

Secondo Groth (in (2)), il piano degli assi ottici è il piano di simmetria: la bisettrice acuta forma con l'asse c un angolo di $5\,^1/_2{}^0$ (Na) nell'angolo acuto β: $2E = 110^0$(Na). La dispersione degli assi e la dispersione inclinata sono assai nette. Io ho confermato le osservazioni di Groth, ed ho potuto constatare che la bisettrice acuta è positiva e che la dispersione degli assi è abbastanza forte $\rho > v$.

Durezza 5,5: peso specifico 2,853-2,860 Scacchi (1). Questi valori sono certamente troppo bassi: in frammentini purissimi ed incolori io ho ottenuto, col metodo della sospensione, 2,962.

Comp. chimica.

Scacchi (1) come risultato preliminare delle sue ricerche emise l'opinione che la cuspidina dovesse considerarsi come un ortosilicato 2 $CaO.SiO_2$, nel quale circa $^1/_3$ dell'ossido di calcio è sostituito dal fluoruro di calcio. E. Fischer (in (2)) eseguì delle analisi incomplete I, dalle quali ritenne potesse dedursi che il minerale contiene CaF_2 e Ca_2SiO_4. E. Dana (*Mineralogy*, 6th Ed., pag. 529) ammise dubbiosamente la formula $Ca_2Si(O, F_2)_4$. Io ho analizzato di nuovo la cuspidina, badando in primo luogo alla purificazione del materiale. Da alcuni blocchi recentemente trovati, piuttosto ricchi in cuspidina, ho potuto ottenere del minerale molto puro, che, dopo il trattamento coi liquidi pesanti, non conteneva più che tracce di anidride carbonica, e risultava purissimo e del tutto inalterato anche all'esame microscopico. L'analisi fu eseguita tenendo presenti più specialmente i metodi adoperati da Penfield e Howe nelle loro ricerche sui minerali del gruppo humite. La cuspidina da me studiata, dopo essere stata disseccata a 110°, ha subito, arroventata in presenza di magnesia, una perdita di peso minima, il che dimostra che non contiene acqua. I risultati ottenuti sono riferiti in II.

	I	II	Rapporti molecolari		
SiO_2	—	32.80	0.544		1
Fe_2O_3	1.18 —	—			
FeO	—	0.23	0.003	1.093	2.01
CaO	59.8 — 59.9	61.12	1.090		
MgO	—	tr.			
F	9 — 10	9.88	0.520		0.96
CO_2	1.2 —	0.19			
		104.22			
	— O eq. 2F	3.98			
		100.24			

La mia analisi conduce, evidentemente, ai rapporti $CaO : SiO_2 : F = 2 : 1 : 1$. Potrebbe ammettersi, perciò, che la formula della cuspidina fosse da scriversi $Ca_2Si(O, F_2)_4$. Non si può, peraltro, pensare ad una sostituzione del fluoro all'ossigeno in quantità variabili, perchè il rapporto $SiO_2 : F$ è $1 : 1$ non solo nella mia analisi, ma anche in quella di Fischer (calcolando il biossido di silicio per differenza). La formula della cuspidina deve far risaltare questo rapporto costante, e deve essere scritta $Ca_4Si_2O_7F_2$. L'interpretazione di questa formula non è facile. La più semplice consisterebbe nel fare della cuspidina un composto di due molecole di ortosilicato di calcio, nelle quali uno degli atomi di ossigeno è sostituito dal fluoro. La formula della cuspidina potrebbe anche scriversi $Ca_2SiO_4 . Ca_2SiO_3F_2$: si avrebbe, quindi, a che fare con un sale doppio di un orto e di un fluoortosilicato di calcio. Questo modo di considerare il fluoro come sostituente l'ossigeno legato al silicio appare assai probabile, specialmente se si tien conto dei recenti lavori di Daniel [1]), ma non può non osservarsi che la cuspidina presenta scarse analogie cristallografiche con gli ortosilicati semplici (nel senso di Vernadskij), e che, quindi, appare opportuno il ricercare qualche altra interpretazione della formula di questo minerale.

La cuspidina è omeomorfa con la harstigite: le costanti cristallografiche sono molto vicine:

$$a:b:2c = 0.7148:1:2.0299 \quad \text{harstigite}$$
$$a:b:\ c = 0.7243:1:1.9342 \quad \text{cuspidina}$$

Dal punto di vista chimico i due minerali si distinguono, invece, nettamente, sopratutto per la presenza, nella harstigite, di una considerevole quantità di alluminio [2]), e le loro formule chimiche non sono, almeno facilmente, paragonabili.

Maggiori somiglianze sembrano aversi, invece, fra la cuspidina e la bertrandite. Per i rapporti assiali si ha:

$$a:b:5c = 0.7191:1:2.1030 \quad \text{bertrandite (orientazione di Vrba)}$$
$$a:b:\ c = 0.7243:1:1.9342 \quad \text{cuspidina}$$

Ed è anche possibile esprimere con formule analoghe la composizione dei due minerali. Groth [3]) ha considerato la bertrandite come un diortosilicato basico $Be_2(BeOH)_2Si_2O_7$: in modo perfettamente analogo si può interpretare la formula bruta della cuspidina, e, cioè: $Ca_2(CaF)_2Si_2O_7$.

Giacitura. La cuspidina si rinviene al Monte Somma più specialmente nei blocchi calcarei metamorfosati, sia nelle geodi, che nella massa dei blocchi stessi. Vi sono dei blocchi di calcare che sono più o meno completamente trasformati in cuspidina e mica verdognola principalmente, talvolta anche in augite. In alcuni di essi la calcite è ancora abbondante, e al microscopio si vedono appunto, qua e là, fra gli elementi di calcite, delle areole ovoidali o quasi circolari, talvolta riempite, tal'altra occupate solo in parte dalla cuspidina, per lo più in granelli irregolari, ravvicinati, ben riconoscibili per la loro debole rifrangenza e birifrangenza. Generalmente essi mostrano estinzioni ondulose ed una somiglianza notevole con l'aspetto di certe cloriti. Dai blocchi descritti, con calcite abbondante,

---

[1]) Zeitsch. für anorg. Chemie, 1904, XXXVIII, 257.

[2]) L'acqua della harstigite potrebbe ritenersi corrispondente al fluoro della cuspidina.

[3]) *Tableau systématique des minéraux*, 1904, pag. 116.

si va a quelli nei quali questo minerale è quasi totalmente scomparso. Ne risultano degli aggregati granulari, a struttura minuta, di cuspidina, augite e mica verdognole, che furono da vom Rath (2) non a torto descritti come somiglianti a delle diabasi, ovvero quei blocchi di cuspidina in massa, notati già da Scacchi. Qualche volta la cuspidina si rinviene nelle geodi dei blocchi calcarei come ultima formazione sull'idocrasio verde-giallastro chiaro. Frequente è, poi, accompagnata specialmente dalla mica, nelle geodi dei blocchi formati da granato e idocrasio, con anfibolo subordinato.

Raramente si trova la cuspidina nelle geodi della roccia della sarcolite, accompagnata da davyna, ovvero da mica e granato, o da tutti e tre questi minerali.

Una giacitura singolare della cuspidina è stata da me osservata nella collezione Johnston-Lavis. Un blocco rigettato durante l'eruzione dell'aprile 1906 presenta un incluso formato da mica marrone, pirosseno giallo-verdastro, in alcuni punti anche verde scuro, pleonasto nero ed uno scarso minerale bianco, in cristallini lanciformi caratteristici, che è senza dubbio cuspidina. Si tratta, evidentemente, della trasformazione di un frammento di calcare incluso nella lava, come si è già detto a pag. 83. La cuspidina, del resto, è sempre da considerarsi, al Monte Somma, come un minerale di contatto o di corrosione pneumatolitica.

GRUPPO HUMITE

CONDRODITE — HUMITE — CLINOHUMITE

1. 1817. De Bournon, Catalogue de la collection minér. particulière du Roi de France, pag. 52.
2. 1823. Wm. Phillips, Elementary Introduction to Mineralogy, 3ª ed. [1]).
3. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 123.
4. 1833. G. Rose, Elemente der Krystallographie, pag. 158.
5. 1833. C. F. Plattner, Schweigger-Seidel neues Jahrbuch der Chemie und Phys., pag. 7.
6. 1833. A. Breithaupt, Ibidem, pag. 441.
7. 1837. A. Lévy, Description d'une collection de minéraux, ecc., II, 281.
8. 1840. A. Scacchi, Annali civili del Regno delle Due Sicilie, XXIII, 15. Brevissimo sunto di una Memoria letta alla R. Accad. di Napoli il 3 dicembre 1839.
9. 1847. Ch. de Marignac, Archives scienc. phys. et nat., IV, 152.
10. 1848. G. Sillem, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 409.
11. 1852. A. Scacchi, Memorie della Reale Accad. delle Scienze di Napoli, VI, 241. Letta nella seduta del 12 novembre 1850. Anche Pogg. Ann., 1853, Erg-Bd. III, 161.
12. 1852. W. Miller, Introduction to Mineralogy, by the late Wm. Phillips, pag. 351.
13. 1852. C. F. Rammelsberg, Pogg. Ann., LXXXVI, 414.
14. 1858. F. Hessenberg, Mineralogische Notizen, II, 14.
15. 1862. A. Des Cloizeaux, Manuel de Minéralogie, pag. 137.
16. 1867. A. Des Cloizeaux, Mémoires présentés à l'Institut impérial de France, XVIII, 573.
17. 1869. G. vom Rath, Pogg. Ann., CXXXVIII, 515.
18. 1871. G. vom Rath, Pogg. Ann., Erg-Bd. V, 321.
19. 1872. G. vom Rath, Pogg. Ann., CXLVII, 246.
20. 1876. E. S. Dana, Amer. Journ. of Sc., XI, 140.
21. 1876. C. Klein, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 633.
22. 1876. A. Des Cloizeaux, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 642.
23. 1877. A. Des Cloizeaux, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 501.
24. 1882. P. Groth, Tabellarische Uebersicht der Mineralien, pag. 88.
25. 1882. Hj. Sjögren, Zeitsch. für Kryst., VII, 352.
26. 1883. E. Scacchi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 303.

[1]) Io ho consultato la ediz. di Alger, che era la sola a mia disposizione.

27. 1883. G. Freda, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 248.
28. 1884. F. C. von Wingard, Inaug. Dissert. München. Anche: Zeitsch. für anal. Chemie, XXIV, 344.
29. 1886. B. Mierisch, Tschermak's min. petr. Mitth., VIII, 141.
30. 1893. A. Lacroix, Les enclaves des roches volcaniques.
31. 1894. S. L. Penfield e W. T. Howe, Zeitsch. für Kryst., XXIII, 78.

La storia dei tre minerali condrodite, humite e clinohumite è stata scritta assai bene da Hintze, e perciò non daremo, qui, che le notizie più essenziali che si riferiscono esclusivamente al Monte Somma.

Nel 1817 il Conte de Bournon (1) distinse sotto il nome di humite, in onore di A. Hume, vice presidente della Società geologica di Londra, un nuovo minerale del Monte Somma, descrivendone i caratteri esterni in modo da permetterne facilmente il riconoscimento. Monticelli e Covelli (3) furono di avviso che la humite non potesse affatto distinguersi dalla condrodite, e la descrissero appunto sotto quest'ultimo nome. G. Rose (4), invece, non ritenne stabilita con certezza l'identità dei due minerali. de Bournon aveva detto che la forma dei cristalli di humite era piramidale, e che le sue piramidi sembravano dovessero essere ottaedri: Monticelli e Covelli li riferirono al sistema monoclino, Phillips (2) e Levy (7) al rombico e G. Rose di nuovo al monoclino.

A. Scacchi (8) ritenne che oltre alla humite, rombica, diversa dalla condrodite americana e finlandese, monoclina, dovesse distinguersi un altro minerale (per il quale propose il nome di *brocchite*, in onore dell'illustre geologo G. B. Brocchi), che, pur avendo la stessa composizione qualitativa della humite, se ne distingueva per una differenza di circa 4° nella inclinazione delle facce e per la diversità delle sue forme secondarie.

Un nuovo passo, e di fondamentale importanza, fu, poco dopo, fatto per opera di Marignac (9). Pur non possedendo che un materiale assai scarso, il Marignac stabilì che nei minerali fino allora passati sotto il nome di humite del Monte Somma erano state insieme riunite tre forme di cristalli « essentiellement distinctes », che egli riferì al sistema rombico e ad un unico rapporto assiale, pur non dissimulandosi che, così facendo, molte forme semplici venivano ad assumere simboli assai complicati. A. Scacchi (11) confermò l'esistenza delle tre forme distinte, riconosciute dal Marignac, che propose di chiamare 1°, 2° e 3° tipo, e ne precisò in modo definitivo le caratteristiche cristallografiche e le scambievoli relazioni. Scacchi non ritenne che i tre tipi potessero considerarsi come tre specie diverse, quantunque ciascun tipo fosse « contraddistinto da molte specie di faccette, le quali sono quasi tutte diverse dalle specie di faccette che si trovano nei cristalli di tipo diverso », e riconoscesse che, riportando le facce dei cristalli dei differenti tipi ad una stessa forma fondamentale « si trovano derivare dalla medesima con leggi più o meno complicate ». Ritirò, così, implicitamente, il nome di brocchite, che aveva dato al 2° tipo. Scacchi trovò che non solo il 2° tipo, ma anche il 3°, presentano tale disposizione delle loro facce che « di leggieri si potrebbe credere che appartengano al sistema del prisma monoclino ». Ma, avendo misurato in un bellissimo cristallo del terzo tipo gli angoli (001):(101): e (001):($\bar{1}$01), e avendo trovato che differivano appena di 1'25", si decise a considerare come rombici tutti e tre i tipi di humite, supponendo soggette ad una particolare emiedria le bipiramidi del 2° e del 3° tipo. vom Rath, in una grande monografia (18), aggiunse molti particolari, specialmente riguardo ai geminati, alle osservazioni di A. Scacchi. Anche vom Rath considerò i tre tipi come rombici [1]), fatto, questo, tanto più singolare, se si pensa che vom Rath scriveva dopo che Des Cloizeaux aveva trovato che la wolframite, l'unico esempio, oltre le humiti, di minerali rombici con « emiedria monoclina », apparteneva, in realtà, al sistema monoclino, e che Gadolin, in una classica Memoria, aveva dimostrato che quella emiedria non poteva esistere.

---

[1]) Alla stessa conclusione era già giunto Hessenberg (14), mentre Miller (12), che aveva studiato cristalli del 3° tipo, si era deciso per il sistema monoclino.

Scacchi aveva assegnato a ciascun tipo delle costanti speciali, ed aveva, così, scoperto che, mentre gli assi a e b avevano nei tre tipi sensibilmente la stessa lunghezza, per c esisteva la notevole relazione espressa dal fatto che per il 1° e il 2° tipo c era rispettivamente $^7/_9$ e $^5/_9$ di quello del 3°. Da ciò ne segue che, dividendo nelle costanti dei tre tipi c rispettivamente per $^1/_7$, per $^1/_5$ e per $^1/_9$, si giunge ad un rapporto assiale comune per tutti e tre. Fondandosi su questo fatto, vom Rath calcolò delle costanti molto precise per il 3° tipo, e da esse dedusse quelle degli altri due, lasciando a immutato e dividendo c per $^5/_9$ e $^7/_9$. Le costanti così dedotte furono da Hintze accettate come le migliori, pur riconoscendo che difficilmente nei tre tipi $a:b$ sarà esattamente lo stesso, e che meno ancora i valori di c staranno nel rapporto razionale di 7 : 5 : 9. Dana, più opportunamente, ha, per ogni tipo, scelto delle costanti speciali, dedotte da misure eseguite su ciascuno di essi, indipendentemente da ogni presupposto teorico, ed io mi sono attenuto a quest'ultimo partito.

È merito di E. Dana (20) l'aver dimostrato che i cristalli del 3° tipo, per le loro proprietà ottiche, appartenevano al sistema monoclino. La scoperta del Dana fu confermata da Klein (21) e da Des Cloizeaux (22): quest'ultimo stabilì che il 1° tipo appartiene effettivamente, anche dal punto di vista ottico, al sistema rombico, e propose, poi, come è noto, di conservare a questo il nome di humite, di dare quello di condrodite ai cristalli del 2° tipo, riconosciuti pure monoclini in altre località, e di distinguere, infine, il 3° tipo sotto il nome di clinohumite.

Circa la composizione chimica dei minerali del gruppo humite appartenenti al Monte Somma, è da dirsi che Bournon (1) non disse nulla in proposito, e che Monticelli e Covelli (3) si limitarono ad alcuni saggi per via secca poco conclusivi. G. Rose (4) accertò in essi l'esistenza del fluoro, e dette, dubitativamente, alla humite la stessa formula allora accettata per la condrodite americana. Plattner (5) riconobbe silice, magnesia, fluoro e ossido ferrico. Marignac (9) eseguì un'analisi incompleta del 2° tipo (attuale condrodite), e ne dedusse che la « humite » ha la stessa composizione della condrodite americana e finlandese. Rammelsberg (13) analizzò i tre tipi di Scacchi, su materiale ricevuto dal mineralista napoletano, giungendo alla conclusione che la « humite » si compone di una miscela di un silicato di magnesio $8\,MgO.3\,SiO_2$ e del corrispondente composto fluorico $8\,MgO.3\,SiF_2$. Secondo il Rammelsberg, i tre tipi si sarebbero differenziati per il loro diverso tenore in fluoro, il che lo aveva condotto a ritenere la condrodite di Pargas con circa 9 % F, diversa dal 2° tipo con soltanto 5 % F. Ma, avendo Kokscharow [1]) dimostrata la identità cristallografica della condrodite col 2° tipo, restò accertato che la differenza dei tre tipi non poteva dipendere dal fluoro. Ciò invogliò vom Rath (19) ad eseguire delle nuove analisi dei tre tipi del Monte Somma. In tutte le sue analisi, il vom Rath osservò una perdita che non seppe spiegare. Rammelsberg, al quale egli si rivolse, ammise (in vom Rath (19), pag. 252) che quella perdita potesse dipendere da acqua non eliminata alla temperatura di 100°-120°, alla quale vom Rath aveva riscaldato il suo materiale prima di analizzarlo. Ed il Rammelsberg aggiunse che, avendo disseccato della humite del 2° tipo (condrodite) a 180°, trovò una perdita di peso = 0,64 %, al rosso debole una di 1,3 %, senza che fosse sfuggito del fluoro. Non poteva, perciò, essere che acqua, che il Rammelsberg ascrisse ad un'alterazione, « wie wir sie ja auch beim Olivin kennen ». vom Rath, però, trovò che cristalli del 3° tipo (clinohumite), preventivamente disseccati a 120°, a 200° subivano una perdita di 0,34 %, che non aumentava nemmeno al rosso forte. Ne dedusse che se la « humite » contiene dell'acqua, questa non è essenziale. Prendendo dalle singole analisi i valori più elevati, il vom Rath calcolò per le humiti del Monte Somma la formula unica $Mg_5Si_2O_9$, ed ammise la miscela di un corrispondente composto fluorico $Mg_5Si_2F_{18}$, dalla quantità del quale non dipenderebbe la diversità dei tipi. Ma all'acuto osservatore non isfuggì che tanto le sue, quanto le analisi di Rammelsberg, davano per il biossido di silicio percentuali un po' diverse nei tre tipi, e che ciò poteva far pensare « dass die Mischung der Typen nicht absolut identisch ist ».

[1]) *Materialien zur Mineralogie Russlands*, VI, 71.

Contro le idee di Rammelsberg e di vom Rath, tendenti a considerare, nel gruppo humite, l'acqua come secondaria, si schierò Groth (24), il quale non solo ammise l'esistenza di acqua originaria, ma sostenne anche che si trovasse allo stato di ossidrile, a sostituire parzialmente il fluoro. A Groth si deve l'aver messo su una nuova via il problema della composizione dei minerali del gruppo humite, ma è merito di Hj. Sjögren (25) l'aver per il primo sostenuto che ciascuno di essi ha una formula chimica ben distinta [1], e l'aver appoggiato con copia di argomenti la sostituzione dell'ossidrile al fluoro in una epoca nella quale tale sostituzione, lungi dall'essere, come è ora, universalmente accettata. rappresentava una pura ipotesi, avanzata per la prima volta da E. Dana e G. Brush [2]) per la triploidite, e combattuta dai chimici-mineralisti più noti, con a capo il Rammelsberg.

In base a nuove analisi, v. Wingard (28) propose un'unica formula per i minerali del gruppo humite, e cioè $Mg_{13}(Mg\,F)_4(Mg\,OH)_2(SiO_4)_8$.

Era riserbato a Penfield e Howe (31) lo stabilire definitivamente che alle differenze cristallografiche e fisiche che intercedono fra i tre tipi di humite del Monte Somma, e che avevano fatto pensare già a vom Rath (19) e, con più fondamento e precisione, poi, a Sjögren (25), che essi formassero un bell'esempio della morfotropia di Groth, se ne associano delle altre fondamentali nella composizione chimica. Penfield e Howe trovarono le formule seguenti:

Condrodite	$Mg_3[Mg(F, OH)]_2[Si\,O_4]_2$
Humite	$Mg_5[Mg(F, OH)]_2[Si\,O_4]_3$
Clinohumite	$Mg_7[Mg(F, OH)]_2[Si\,O_4]_4$

Esse mostrano che condrodite, humite e clinohumite formano una serie morfotropica, nella quale ciascun termine differisce da quello vicino per $Mg_2Si\,O_4$.

CONDRODITE $Mg_3[Mg(F, OH)]_2[Si\,O_4]_2$

(Humite 2° tipo)

Sistema cristallino: monoclino.

$a:b:c = 1.0796:1:3,1404$; $\beta = 90°$ A. Scacchi (11)

A. Scacchi ha posto a base dei suoi calcoli gli angoli (001) : (101)=71°1,7' e (001) : (012)= 57°30,5'. vom Rath (18) dal rapporto assiale della clinohumite dedusse quello della condrodite $a:b:c$=1,0828 : 1 : 3,1457, che è in buon accordo con quello calcolato dalle misure dirette di A. Scacchi, ma che non può certo ad esso preferirsi. Del resto, che la condrodite del Monte Somma possieda costanti proprie, non deducibili rigorosamente in modo semplice da quelle della clinohumite, risulta da una osservazione dello stesso vom Rath, al quale non è sfuggito che nel suo cristallo N.° 2 tutti gli angoli misurati tra A e le facce delle serie e, i, r, n sono più piccoli dei valori calcolati, il che indica che c è in realtà più corto. Appunto a questa condizione corrispondono le costanti di Scacchi rispetto a quelle

---

[1])

Clinohumite	$Mg_5[Mg(OH, F)]_2(Si\,O_4)_3$
Humite	$Mg_3[Mg(OH, F)]_2(Si\,O_4)_2$
Condrodite	$Mg_4[Mg(OH, F)]_4(Si\,O_4)_3$

Queste formole non sono le giuste, ma non potevano nemmeno esserlo, perchè le analisi che servirono a Sjögren erano molto imperfette.

[2]) Zeitsch. für Kryst., 1878, II, 542.

di vom Rath. Non mi sembra nemmeno esatto il porre, come finora si è fatto, $\beta = 90^\circ$, perchè, in realtà, le misure esistenti dimostrano che, senza dubbio, β differisce, per quanto poco, da 90°. Così, vom Rath, in due diversi cristalli ha trovato $A : e = 70^\circ 47'$ e $70^\circ 53'$ e $A : -e = 70^\circ 51\ {}^1/_2{}'$ e $70^\circ 59'$ rispettivamente, e questi esempi si potrebbero moltiplicare. I cristalli di condrodite del Monte Somma presentano, però, per le ragioni che esporremo in seguito, oscillazioni considerevoli negli angoli omologhi, il che mi ha fatto ritenere prudente non servirmi delle numerose misure da me prese per il calcolo di nuove costanti. Ho, però, voluto porre la questione.

Forme: $A\{001\}$ $B\{100\}$ $C\{010\}$ $i\{012\}$ ${}^1/_2 i\{014\}$ ${}^4/_3 e\{403\}$ $-e\{\bar{1}01\}$ $e\{101\}$ ${}^3/_5 e\{305\}$ $-{}^3/_5 e\{\bar{3}05\}$ ${}^1/_2 e\{102\}$ ${}^1/_3 e\{103\}$ $-{}^1/_3 e\{\bar{1}03\}$ $n\{111\}$ $-n\{\bar{1}11\}$ ${}^1/_3 n\{113\}$ $-{}^1/_3 n\{\bar{1}13\}$ $r\{121\}$ ${}^1/_3 r\{123\}$ $-{}^1/_3 r\{\bar{1}23\}$ ${}^1/_5 r\{125\}$ $-{}^1/_5 r\{\bar{1}25\}$ ${}^1/_7 r\{127\}$ $-{}^1/_7 r\{\bar{1}27\}$ $-m\{\bar{3}21\}$ $-{}^1/_5 m\{\bar{3}25\}$.

Di queste forme, Marignac (9) conobbe (nel suo tipo 3° che corrisponde alla nostra condrodite) $A \pm e \pm {}^1/_3 e\ i \pm r \pm {}^1/_3 r \pm {}^1/_5 r \pm {}^1/_7 r \pm {}^1/_3 n \pm n - {}^1/_5 m$. Scacchi aggiunse $BC - m\ {}^1/_2 i$: di quest'ultima dette un'esatta misura ed il simbolo, ma la escluse dalle forme sicure, perchè nell'unico cristallo nel quale era stata trovata non fu possibile stabilire con tutta precisione se apparteneva alla serie delle i. vom Rath alle forme già note a Scacchi aggiunse $\pm {}^3/_5 e$ [1]) e confermò ${}^1/_2 i$: E. Scacchi (26) rinvenne per il primo ${}^1/_2 e$ e ${}^4/_3 e$, delle quali una dovrebbe essere positiva e l'altra negativa [2]). Penfield e Howe (31) in un cristallo trovarono $A\ {}^1/_5 e \pm e \pm {}^1/_3 e\ i\ {}^1/_2 i \pm {}^1/_3 n\ n\ {}^1/_5 r - {}^1/_7 r - {}^1/_3 r$. Io in varî cristalli ho determinato tutte le forme su indicate.

I cristalli unici di condrodite del Monte Somma sono piuttosto rari: frequentissimi, invece, sono i geminati ed i trigeminati secondo la legge: asse di geminazione la normale a $+{}^1/_3 e$. Questa legge di geminazione era stata osservata già da A. Scacchi. vom Rath (17) descrisse dapprima alcuni di tali geminati a simmetria rombica, determinata dalla coesistenza delle corrispondenti forme positive e negative: in seguito (18), dette uno studio minutissimo dei geminati, principalmente del Museo di Napoli. Questi geminati sono quasi sempre a penetrazione, e assai svariati per aspetto, sovente molto difficili a decifrare. Talvolta hanno sviluppo simmetrico, non di rado, invece, i due individui sono limitati del tutto irregolarmente, e possono essere, allora, prismatici, causa il predominio di A e di e, ovvero anche schiacciati secondo A. Un solo caso descrive vom Rath di un geminato tabulare secondo C, che è una forma rara assai. Una vera rarità sono i geminati nei quali i due individui non si compenetrano: un esempio fu già descritto da A. Scacchi: il loro studio minuto è dovuto a vom Rath (18). Hessenberg (14) fece conoscere un trigeminato interessantissimo, con le forme $A\ {}^1/_3 e\ e\ n\ {}^1/_5 r$ [3]), con abito pseudoesagonale molto spiccato: le facce e simulano un prisma esagono, ${}^1/_5 r$ un trigonoedro e n una bipiramide esagonale simmetrica.

In tutti i cristalli finora ricordati, è evidente la simmetria monoclina, come l'aveva esattamente descritta A. Scacchi. Le forme più frequenti in essi sono $A \pm e \pm {}^1/_3 e$ $i \pm n - {}^1/_3 n - m - {}^1/_5 m - {}^1/_7 r - {}^1/_3 r\ r\ {}^1/_5 r$: abbastanza spesso con $-{}^1/_3 n$ coesiste ${}^1/_3 n$,

---

[1]) Hessenberg (14) aveva già affermato l'esistenza di $\pm {}^3/_5 e$ nel 2° tipo di A. Scacchi, ma in seguito (in vom Rath (17)) riconobbe che si trattava di un errore di osservazione, il che fu confermato da vom Rath (18).

[2]) Queste due forme sono state trovate da E. Scacchi (26) in uno stesso cristallo, una da una parte e l'altra dalla parte opposta, come egli si esprime.

[3]) È in quel trigeminato che Hessenberg aveva creduto esistente la forma ${}^3/_5 e$.

assai raramente si hanno anche $^1/_7 r$, $^1/_3 r$, $-r$, $-^1/_5 r$. Allora risultano dei cristalli apparentemente rombici, noti già a Scacchi, e descritti, poi, da vom Rath: in questi casi, però, è assai probabile che la simmetria più elevata sia dovuta ad una geminazione secondo la legge: asse di geminazione la normale a {001} [1]. Questa legge fu osservata per il primo da Des Cloizeaux (23), mediante l'esame ottico: frequenti sono le lamelle polisintetiche secondo tale legge, descritte anche da Mierisch (29). Poichè tali lamelle non sono avvertibili nelle misure goniometriche mediante angoli salienti e rientranti, Hintze ne deduce la prova che β non può differire in modo sensibile da 90°. Io credo, invece, di aver dimostrato che dalle misure più precise finora eseguite risulta in modo indubbio che β non è $= 90^\circ$: la mancanza di angoli salienti e rientranti nei geminati secondo {001} è, più probabilmente, da considerarsi come un fenomeno di adattamento, che, come è noto, è frequente specialmente nei geminati complicati.

Oltre le leggi di geminazione indicate, ne è stata descritta anche un'altra, molto più rara, nella quale l'asse di rotazione sarebbe normale a $-^3/_5 e$. Questa legge è assai difficile a distinguersi dall'altra, nella quale il piano di geminazione è $^1/_5 e$, perchè le due facce $^1/_5 e$ e $-^3/_5 e$ formano tra loro un angolo vicinissimo a $90^\circ (90^\circ 22')$: la caratteristica più importante risiede nel fatto che, mentre nei geminati $^1/_5 e$ le facce $^1/_5 r$ $^1/_5 \underline{r}$ cadono esattamente in uno stesso piano, in quelli secondo $-^3/_5 e$ esse formano fra loro un angolo ottusissimo di $0^\circ 30'$.

Hessenberg (14) per il primo credette di aver rinvenuto un geminato con asse di rotazione normale a $-^3/_5 e$, ma riconobbe in seguito (in vom Rath (17), pag. 548, nota [3])) che le facce $^1/_5 r$ $^1/_5 \underline{r}$ sensibilmente coincidevano, il che portava senza possibilità di dubbio alla legge più antica $^1/_5 e$: piccole differenze esistenti nel livello delle due facce furono ascritte a perturbazioni. vom Rath (18) rimise in onore la legge di Hessenberg, che egli rinvenne assai raramente, pur non nascondendosi che « bei einer ersten Erwägung möchte vielleicht die Annahme zweier fast genau zu einander rechtwinkligen Zwillingsebenen gewagt erscheinen ». Lo studio accurato del lavoro di vom Rath mi fece sorgere gravi dubbî sulla esistenza della nuova legge: piano di geminazione $-^3/_5 e$, perchè le misure riferite non la suffragano molto. Si ha, infatti:

		mis.	calc.
Crist. N. 9	$^1/_5 r : ^1/_5 \underline{r}$ =	$0^\circ 19'$ mis.	$0^\circ 30'$ calc.
» » 10		0 20 »	0 30 »

L'accordo tra gli angoli misurati ed i calcolati non può certo dirsi soddisfacente, specialmente se si pensa che su tali angoli dovrebbe fondarsi una nuova legge di geminazione. Inoltre, i valori trovati sono più piccoli del teorico, e fanno apparire non inverosimile che la tenue differenza di livello tra $^1/_5 r$ e $^1/_5 \underline{r}$ dipenda semplicemente da anomalie geometriche, che, come è ben noto, sono assai frequenti nei geminati. Ho creduto opportuno ristudiare, sotto questo punto di vista, il materiale originale di vom Rath, e mi sono, così, accertato che la legge di geminazione: asse di rotazione la normale a $-^3/_5 e$, non esiste. Nell'originale della fig. 9, Tav. VII di vom Rath, che è l'esempio tipico della geminazione secondo $-^3/_5 e$, io ho trovato che $^1/_5 r$ e $^1/_5 \underline{r}$ danno ciascuna due gruppi di immagini avvicinate: l'angolo $^1/_5 r : ^1/_5 \underline{r}$ non è che di $0^\circ 12'$. Nello stesso cristallo, un'altra faccia formata da $^1/_5 r$ e $^1/_5 \underline{r}$ presenta tre immagini: se le indichiamo con a, b, c, si ha che $ac = 0^\circ 9'$ e $ab = 0^\circ 7'$. I valori trovati per $^1/_5 r : ^1/_5 \underline{r}$ in uno dei più bei geminati secondo $-^3/_5 e$ sono, perciò, molto inferiori a quanto richiede la teoria, ed è certo che le facce $^1/_5 r$ e $^1/_5 \underline{r}$ possono considerarsi come praticamente coincidenti, giusta quanto richiede la

---

[1]) Penfield e Howe (31) hanno ritenuto probabile che il cristallo di condrodite da loro studiato fosse appunto geminato secondo {001}.

geminazione secondo $^1/_5 e$. Io ho potuto constatare che, in realtà, anche nei geminati che ubbidiscono a questa ultima legge, e che vom Rath ha descritto con tanta cura, $^1/_5 r$ e $^1/_5 \underline{r}$ non cadono, per lo più, esattamente nello stesso piano, ma formano, invece, degli angoli più grandi di quelli che ho misurato nel geminato che vom Rath aveva assegnato all'altra legge. Così, per esempio, nell'originale della fig. 9, Tav. V di vom Rath io ho trovato $^1/_5 r : {^1/_5} \underline{r} = 0°11'$, da una parte e 0°19' dall'altra del cristallo: nel geminato che vom Rath ha rappresentato nella fig. 4, Tav. VII del suo lavoro $^1/_5 r$ e $^1/_5 \underline{r}$ giacciono rigorosamente nello stesso piano.

Nella condrodite del Monte Somma le forme di solito più estese sono A, $\pm e$, $^1/_5 r$, poi n. In alcuni casi i è grande, rarissimamente C è dominante. In qualche cristallo anche $-{^1/_7 r}$ e $^1/_3 n$ possono acquistare estensione considerevole.

Sfaldatura secondo A abbastanza distinta.

Il colore più comune è il giallo, ora molto chiaro, ora più cupo e volgente al brunastro, talvolta, però, anche verdastro. Non mancano, tuttavia, varietà pressochè incolore o bianchicce, brune o rossastre.

Il piano degli assi ottici è perpendicolare a {010}. Gli indici di rifrazione, determinati da me col totalrefrattometro, per la luce del sodio, in un cristallo di colore gialletto chiarissimo, un po' verdastro, sono i seguenti:

$$\alpha = 1.592 \qquad \beta = 1.612 \qquad \gamma = 1.636$$

Durezza = 6-6,5: peso specifico dei cristalli gialli [1]) 3,150 Marignac (9), 3,177 A. Scacchi (11), 3,190 Rammelsberg (13), 3,125 vom Rath (19), 3,194-3,215 Penfield e Howe (31); 3,24 Freda (27) per dei grani cristallini di colore verde chiaro

Comp. chimica. $Mg_3[Mg(F, OH)]_2[SiO_4]_2$.

La più antica analisi, incompleta, della condrodite del Monte Somma è la I, dovuta a Marignac (9): altre analisi sono state eseguite da Rammelsberg (13) II, da vom Rath (19) III, da Freda [2]) (27) IV, da v. Wingard (28) V e VI, da Penfield e Howe (31) VII:

	I	II	III [3])		IV	V	VI	VII
SiO_2	30.88	33.26	33.82	34.02	35.17	33.49	33.77	33.87
Al_2O_3	—	1.06	0.94	0.99	—	—	—	—
MgO	56.72	57.92	59.23	(57.14)	54.83	58.29	57.98	56.46
FeO	2.19	2.30	1.78	1.64	3.76	3.80	3.96	3.66
CaO	—	0.74	—	—	1.69	—	—	—
F	non det.	5.04	2.44	2.74	3.41	5.25	5.14	5.15
H_2O	non det.	—	—	—	—	1.37	1.37	2.12
		100.32	98.23	96.53	98.86	102.20	102.22	101.96

Al cannello non fonde: con gli acidi gelatinizza. Riscaldata con acido solforico, lascia sfuggire fluoruro di silicio.

[1]) È probabile che alla condrodite appartenessero i cristalli per i quali Breithaupt (6) ha dato il peso sp. = 3,122-3,136.

[2]) Che il minerale analizzato da Freda sia stato condrodite risulta dal fatto che il rapporto $MgO : SiO_2$ è sensibilmente 5 : 2. Freda mediante intenso riscaldamento ottenne una perdita di peso = 1,08 %, ascritta ad acqua di costituzione, non riportata, però, nel riassunto dell'analisi. Freda ha trovato anche tracce di MnO e di NiO.

[3]) Nella determinazione posta in parentesi è avvenuta una perdita. Le due analisi furono da vom Rath riunite in una, prendendo per ciascun costituente il valore più elevato trovato, procedimento, questo, ben poco consigliabile.

HUMITE $Mg_5[Mg(F, OH)]_2[Si O_4]_3$

(Humite 1° tipo)

Sistema cristallino: rombico.

$a : b : c = 1.0811 : 1 : 4.3978$ Zambonini

A. Scacchi (11) assunse come fondamentali gli angoli (001) : (013) = 55°44′ e (001) : (101) = 76°13′, dai quali segue il rapporto assiale $a : b : c = 1.0802 : 1 : 4.4033$. vom Rath (18) dalle sue costanti della clinohumite dedusse per la humite $a : b : c = 1.0803 : 1 : 4{,}4013$. Io ho calcolato i valori surriferiti da un gran numero di misure degli angoli che le facce delle serie *e*, *i*, *n*, *o*, formano con {001} e con {100}, e da alcune isolate che si riferiscono alle forme *r*. Reputo, perciò, le mie costanti come le migliori finora proposte per la humite del Monte Somma. Nella tabella seguente ho riunito gli angoli calcolati più importanti, dai quali le medie dei valori misurati per le forme più frequenti non distano più di 1′ e, spesso, anche meno:

(001) : (015)	= 41°20′1″	(001) : (111)	= 80°31′24″
(001) : (014)	47 42 43	(001) : (112)	71 32 18
(001) : (013)	55 41 59	(001) : (113)	63 23 58
(001) : (011)	77 11 22	(001) : (114)	56 16 8
(001) : (107)	30 9 43	(001) : (115)	50 9 24
(001) : (106)	34 8 12	(001) : (2.2.11)	47 26 43
(001) : (105)	39 7 52	(001) : (1.2.10)	44 6 0
(001) : (104)	45 28 56	(001) : (128)	50 27 33
(001) : (103)	53 35 31	(001) : (126)	58 14 10
(001) : (307)	60 9 42	(001) : (124)	67 34 15
(001) : (102)	63 49 7	(001) : (122)	78 20 20
(001) : (101)	76 11 20	(100) : (111)	47 57 3
(001) : (201)	82 59 34	(010) : (111)	43 36 26
(100) : (110)	47 13 54	(100) : (322)	36 28 10
(100) : (120)	65 10 47		
(100) : (320)	35 46 54		

Forme: *A*{001} *B*{100} *C*{010} *o*{120} $^1/_2$*o*{110} $^1/_3$*o*{320} *i*{011} $^1/_3$*i*{013} $^1/_4$*i*{014} $^1/_5$*i*{015} 2*e*{201} *e*{101} $^1/_2$*e*{102} $^1/_3$*e*{103} $^1/_4$*e*{104} $^1/_5$*e*{105} $^1/_6$*e*{106} *n*{111} $^1/_2$*n*{112} $^1/_3$*n*{113} $^1/_4$*n*{114} $^1/_5$*n*{115} $^2/_{11}$*n*{2.2.11} *r*{122} $^1/_2$*r*{124} $^1/_3$*r*{126} $^1/_4$*r*{128} $^1/_5$*r*{1.2.10} *s*{322}.

Nella figura data da Phillips (2) sono state riunite insieme forme appartenenti alla humite e alla clinohumite: della prima Phillips ha conosciuto *A B C o e* $^1/_2$*e* $^1/_4$*e* $^1/_5$*e r* $^1/_2$*r* $^1/_3$*r* $^1/_4$*r*. Marignac (9) nel suo primo tipo, che corrisponde alla nostra attuale humite, determinò [1]) *A B e* $^1/_2$*e* $^1/_4$*e i* $^1/_3$*i* $^1/_5$*i r* $^1/_2$*r* $^1/_3$*r* $^1/_4$*r n* $^1/_3$*n*. A. Scacchi (11) aggiunse $^1/_3$*o* $^1/_3$*e* $^2/_5$*r*, vom Rath (18) $^1/_2$*o* $^1/_2$*n*, E. Scacchi (26) 2*e* $^1/_6$*e*. In un geminato Hessenberg (14)

[1]) Marignac cita anche un {*hol*} che formerebbe con {001} un angolo di 56°30′, e che dovrebbe, perciò, avere il simbolo {205}. Una tale forma, però, non è stata osservata da altri, e A. Scacchi (11) ha notato che nei geminati di humite nei quali $^3/_7$*e* è piano di geminazione, *A* di un individuo forma con $^1/_2$*e* dell'altro un angolo vicinissimo a quello misurato da Marignac. Una svista di questo genere è assai facile nei geminati di tutto il gruppo humite, e vi sono caduti anche altri studiosi.

osservò $A\,e\,{}^1/_2e\,{}^1/_4e\,{}^1/_3i\,{}^1/_2r\,{}^1/_3r\,{}^1/_4r$: Penfield e Howe (31) nei cristalli da loro analizzati ricordarono $A\,{}^1/_4e\,{}^1/_2e\,e\,{}^1/_3i\,{}^1/_5i\,{}^1/_4r\,{}^1/_5r$. Io ho trovato tutte le forme sopra indicate, delle quali ben cinque, e, cioè, ${}^1/_4i\,{}^1/_4n\,{}^1/_5n\,{}^2/_{11}n\,s$ sono nuove per la humite.

Queste nuove forme sono state determinate in uno stesso cristallo, assai ricco in facce, il quale presenta riunite quasi tutte le forme finora note nella humite. Il nuovo prisma {014} ha presentato una esile faccia, che si è constatato appartenere alle due zone [(001):(011)] e [(100):(128)]: il simbolo risulta, oltre che dal legame delle zone, dalle misure abbastanza esatte

(001):(014) =	45°38′ mis.	45°28′56″ calc.
(100):(014)	90 2 »	90 0 0 »

Le nuove bipiramidi ${}^1/_4n\,{}^1/_5n\,{}^2/_{11}n$ sono state osservate ciascuna con due facce che hanno permesso misure precise: ${}^1/_4n$ è quella che presenta, delle tre, faccette più estese, ${}^2/_{11}n$ è la più piccola.

(001):(114)	= 56°11′, 56°14′ mis.	56°16′ 8″ calc.
(001):(115)	50° 6′, 50° 4′ »	50 9 24 »
(001):(2.2.11)	47°21′, 47°3 ′ »	47 26 43 »

Sull'esattezza del simbolo della nuova forma ${}^2/_{11}n$ non può cadere dubbio, non solo per l'accordo molto soddisfacente tra gli angoli misurati e i calcolati, ma anche perchè io ho verificato che essa oltre che alla zona [(001):(110)], appartiene anche all'altra [(103):(128)], dimodochè il simbolo resta determinato indipendentemente dalle misure. La bipiramide {116}, che si sarebbe ritenuta più probabile, per completare la bella serie $n\,{}^1/_2n\,{}^1/_3n\,{}^1/_4n\,{}^1/_5n$, formerebbe con la base un angolo di 44°57′, assai differente da quello trovato per ${}^2/_{11}n$.

Molto importante è la nuova forma s{322}, la quale rappresenta l'inizio di una nuova serie di forme della humite. {322} giace nella zona [(100):(111)], verificata nel cristallo studiato, e nell'altra [(001):(320)]. Le misure molto precise eseguite sono le seguenti:

(100):(322) =	36°32′ mis.	36°28′10″ calc.
(111):(322)	11 27 »	11 28 53 »

Alcune delle combinazioni più importanti finora rinvenute nei cristalli unici sono le seguenti [1]:

$A\,B\,e\,{}^1/_3e\,{}^1/_4e\,{}^1/_5e\,{}^1/_3i\,{}^1/_4r\,{}^1/_3r\,{}^1/_2r$ vom Rath, Zambonini

$A\,B\,e\,{}^1/_2e\,{}^1/_3e\,{}^1/_4e\,{}^1/_3i\,{}^1/_4r\,{}^1/_3r\,{}^1/_2r\,r$ vom Rath, Zambonini

$A\,B\,e\,{}^1/_2e\,{}^1/_3e\,{}^1/_4e\,{}^1/_5e\,{}^1/_3i\,{}^1/_4r\,{}^1/_3r\,{}^1/_2r\,r$ vom Rath, Zambonini

$A\,B\,e\,{}^1/_2e\,{}^1/_3e\,{}^1/_4e\,{}^1/_5e\,i\,{}^1/_3i\,{}^1/_4r\,{}^1/_3r\,{}^1/_2r\,r$ Zambonini

$A\,B\,o\,e\,{}^1/_2e\,{}^1/_3e\,{}^1/_4e\,{}^1/_5e\,i\,{}^1/_3i\,n\,{}^1/_4r\,{}^1/_3r\,{}^1/_2r\,r$ vom Rath, Zambonini

$A\,B\,o\,{}^1/_3o\,e\,{}^1/_2e\,{}^1/_4e\,i\,{}^1/_3i\,n\,{}^1/_4r\,{}^1/_3r\,{}^1/_2r\,r$ Zambonini

$A\,B\,o\,{}^1/_2o\,{}^1/_3o\,e\,{}^1/_2e\,{}^1/_3e\,{}^1/_4e\,{}^1/_5e\,i\,{}^1/_3i\,{}^1/_5i\,n\,{}^1/_2n\,{}^1/_3n\,{}^1/_5r\,{}^1/_4r\,{}^1/_3r\,{}^1/_2r\,r$ Zambonini

$A\,B\,C\,o\,{}^1/_2o\,{}^1/_3o\,e\,{}^1/_2e\,{}^1/_3e\,{}^1/_4e\,{}^1/_5e\,i\,{}^1/_3i\,{}^1/_5i\,n\,{}^1/_2n\,{}^1/_3n\,{}^1/_5r\,{}^1/_4r\,{}^1/_3r\,{}^1/_2r\,r$ vom Rath

$A\,B\,{}^1/_2o\,2e\,e\,{}^1/_2e\,{}^1/_3e\,{}^1/_4e\,{}^1/_5e\,{}^1/_6e\,i\,{}^1/_3i\,{}^1/_4i\,n\,{}^1/_2n\,{}^1/_3n\,{}^1/_4n\,{}^1/_5n\,{}^2/_{11}n\,{}^1/_4r\,{}^1/_3r\,{}^1/_2r\,r\,s$ Zambonini.

---

[1]) Alcune figure di Scacchi e di vom Rath rappresentano combinazioni ideali, risultanti dall'unione di forme rinvenute in cristalli diversi o addirittura l'insieme delle forme note: non se ne è, perciò, tenuto conto nell'elenco delle combinazioni.

Forme decisamente rare sono C, $^1/_5 i$, $^1/_4 i$, $2e$, $^1/_6 e$, $^1/_2 o$, $^1/_2 n$, $^1/_4 n$, $^1/_5 n$, $^2/_{11} n$, $^1/_5 r$, s, che di solito sono affatto subordinate. Le altre forme, più frequenti, hanno grandezza relativa molto variabile, ma i cristalli unici di humite possono ricondursi a due abiti ben distinti. Alcuni di essi, forse i più frequenti, sono più o meno schiacciati secondo B ed in vario grado allungati nella direzione dell'asse c: altri, invece, sono estesi secondo l'asse b, ed in essi A è sempre grande. Lo sviluppo dei cristalli unici, però, di solito è irregolare, perchè una metà delle facce delle bipiramidi della serie r sono più grandi dell'altra metà. Spesso accade anche che le diverse facce di un $\{h o l\}$ abbiano grandezza molto differente.

I cristalli unici di humite assai spesso, come aveva già notato A. Scacchi (11), presentano nel mezzo di B una doccia, formata dalle facce di e, che a prima vista fa pensare che rappresentino dei geminati con A piano di geminazione. Non essendosi, però, trovato alcun fatto che permetta di riferire la humite al sistema monoclino [1]), non può trattarsi che di fenomeni di accrescimento, certo assai notevoli, per altro, per la loro regolarità e la loro frequenza.

Le facce dei cristalli di humite sono, di solito, piane e regolari: quelle delle forme e e di B sono sovente striate parallelamente all'asse b.

Frequentemente i cristalli di humite sono geminati o trigeminati secondo la legge: piano di geminazione $^3/_7 e\{307\}$. Questa legge fu scoperta da A. Scacchi (11) e confermata da Hessenberg (14), che descrisse e figurò un geminato giallo-limone con le forme $A\, e\, ^1/_2 e\, ^1/_4 e\, ^1/_3 i\, ^1/_4 r\, ^1/_3 r\, ^1/_2 r$. vom Rath (18) dette descrizioni minute e bellissime figure. I geminati sono spesso regolarissimi, per lo più a penetrazione, raramente di contatto. I trigeminati, invece, sono di solito molto irregolari.

vom Rath (18) ha scoperto un'altra legge di geminazione, nella quale il piano di geminazione sarebbe $^1/_7 e\{107\}$. Ma, poichè (307) e $(\bar{1}07)$ formano fra loro un angolo vicinissimo a $90^\circ (90^\circ 19' 25'')$, ne segue che i geminati secondo $^1/_7 e$ sono assai difficilmente distinguibili da quelli che seguono l'altra legge. Nei due casi, gli angoli di geminazione sono molto vicini, dimodochè è legittimo il dubbio che eventuali divergenze nelle misure da quanto richiede la legge trovata già da Scacchi possano ascriversi piuttosto ad irregolarità geometriche. Nè è da dimenticare che vom Rath ha riscontrato in un solo cristallo la nuova legge, che appare per lo meno dubbiosa, dopo quanto si è constatato nella condrodite circa i geminati secondo $-\,^3/_5 e$.

Sfaldatura netta parallelamente alla base.

Alcune varietà, molto rare, sono quasi incolore: ve ne sono, poi, di bianche, bianco-gialliccie, giallo-chiare, giallo-miele, marrone, bruno-rossicce.

Piano degli assi ottici $\{001\}$: la bisettrice acuta, positiva è l'asse b. Des Cloizeaux (22) ha trovato, per la luce rossa, $2\,Ha = 78^\circ 18' - 79^\circ$, dispersione degli assi ottici debolissima, probabilmente $\rho < v$. Col totalrefrattometro io ho trovato in un cristallo di colore aranciato chiaro, per la luce del sodio

$$\alpha = 1.6173 \qquad \beta = 1.6255 \qquad \gamma = 1.6482$$

---

[1]) Le figure di corrosione che io ho ottenuto con HF sulle facce degli $\{h o l\}$ confermano, anzi, l'appartenenza della humite al sistema rombico.

Durezza 6,5: peso specifico della varietà bianca 3,234 A. Scacchi (11), 3,216 Rammelsberg (13), di quella incolora 3,194-3,201 Penfield e Howe (31), di quella bruna 3,208 vom Rath (19), 3,183-3,225 Penfield e Howe.

Comp. chimica. $Mg_5[Mg(F, OH)]_2[SiO_4]_3$.

Le analisi finora note sono le seguenti: I Rammelsberg (13) cristalli giallo-grigi; II vom Rath (19) bruno chiari; III e IV v. Wingard (28) giallo chiari; V v. Wingard, giallo-scuri; VI Penfield e Howe (31) quasi incolori, VII gli stessi, cristalli bruno-castagni.

	I	II [1]		III	IV	V	VI	VII
SiO_2	34.80	35.63	35.34	35.49	35.38	35.55	36.63	36.74
MgO	60.08	54.12	54.45	55.41	57.17	52.86	56.45	56.31
FeO	2.40	(4.75)	5.12	4.32	3.08	7.31	2.35	2.22
CaO	—	0.23	0.16	—	—	—	—	—
Al_2O_3	—	0.71	0.82	—	—	—	—	—
F	3.47	(1.62)	2.43	5.63	5.57	5.64	3.08	3.96
H_2O	—	—	—	1.54	1,43	1.37	2.45	2.13
	100.75	97.06	98.32	102.39	102.63	102.73	100.96	101.36

Al cannello non fonde, spesso imbianca. Con gli acidi si comporta come la condrodite.

CLINOHUMITE $Mg_7[Mg(F, OH)]_2[SiO_4]_4$

(Humite 3° tipo)

Sistema cristallino: monoclino.

$$a:b:c = 1.0803:1:5.6588;\ \beta = 90^\circ$$ vom Rath (18)

Le costanti della clinohumite sono state stabilite da vom Rath con grandissima cura, e devono, perciò, essere preferite a quelle che risultano dagli angoli fondamentali di A. Scacchi (11), e, cioè, $a:b:c = 1,0808:1:5,6669$.

Forme [2]: $A\{001\}$ $B\{100\}$ $C\{010\}$ $o\{120\}$ $\frac{1}{2}o\{110\}$ $i\{012\}$ $\frac{1}{2}i\{014\}$ $\frac{1}{3}i\{016\}$ $e\{101\}$ $-e\{\bar{1}01\}$ $\frac{1}{3}e\{103\}$ $-\frac{1}{3}e\{\bar{1}03\}$ $\frac{1}{5}e\{105\}$ $-\frac{1}{5}e\{\bar{1}05\}$ $\frac{1}{7}e\{107\}$ $-\frac{1}{7}e\{\bar{1}07\}$ $\frac{1}{9}e\{109\}$ $-\frac{1}{9}e\{\bar{1}09\}$ $\frac{1}{21}e\{1.0.21\}$ $-\frac{1}{15}e\{\bar{1}.0.15\}$ $\frac{1}{12}e\{1.0.12\}$ $n\{111\}$ $-n\{\bar{1}11\}$ $\frac{1}{3}n\{113\}$ $-\frac{1}{3}n\{\bar{1}13\}$ $\frac{1}{5}n\{115\}$ $-\frac{1}{5}n\{\bar{1}15\}$ $\frac{1}{7}n\{117\}$ $-\frac{1}{7}n\{\bar{1}17\}$ $\frac{1}{9}n\{119\}$ $r\{121\}$ $-\frac{1}{3}r\{\bar{1}23\}$ $\frac{1}{5}r\{125\}$ $-\frac{1}{7}r\{\bar{1}27\}$ $\frac{1}{9}r\{129\}$ $-\frac{1}{11}r\{\bar{1}.2.11\}$ $\frac{1}{13}r\{1.2.13\}$ $-\frac{1}{15}r\{\bar{1}.2.15\}$ $s\{236\}$ $-m\{\bar{3}21\}$ $\frac{1}{3}m\{323\}$ $-\frac{1}{9}m\{\bar{3}29\}$ $p\{\bar{5}63\}$ $t\{1.6.21\}$ $t_2\{\bar{1}.6.15\}$.

Tra le forme della figura di Phillips (2) appartenenti alla clinohumite sono identificabili con certezza $A\ e\ \frac{1}{3}e\ \frac{1}{5}e\ \frac{1}{7}e\ \frac{1}{2}i\ \frac{1}{3}i - \frac{1}{3}r - \frac{1}{7}r\ \frac{1}{9}r - \frac{1}{11}r\ \frac{1}{13}r$. Marignac (9) in un

[1]) Cfr. nota [3]) a pag. 282.

[2]) Des Cloizeaux (15) ricorda nella clinohumite due forme, da lui indicate con $a^{16}/_{5}$ e $a^{10}/_{7}$, delle quali la prima avrebbe una posizione intermedia tra $\{1.0.14\}$ e $\{1.0.15\}$ e l'altra avrebbe, nella nostra orientazione, il simbolo $\{106\}$. Nessuna delle due può considerarsi sicura. Alle forme trovate da E. Scacchi ho assegnato il segno positivo o negativo in base alle descrizioni dello stesso Scacchi.

cristallo del suo secondo tipo, corrispondente alla nostra attuale clinohumite, rinvenne A $\pm {}^1/_7e \pm {}^1/_5e \pm {}^1/_3e \pm e\ {}^1/_3i - {}^1/_3r\ {}^1/_5r - {}^1/_7r\ {}^1/_9r - {}^1/_{11}r\ {}^1/_{13}r - {}^1/_{15}r$. A. Scacchi (11) alle forme trovate da Marignac aggiunse $B\,C\,i\ {}^1/_2i \pm n \pm {}^1/_3n \pm {}^1/_5n \pm {}^1/_7n\ r - m - {}^1/_9m$, Hessenberg (14) ${}^1/_3m$, vom Rath (18) $\pm {}^1/_9e$, s, E. Scacchi (26) ${}^1/_2o\ o\ {}^1/_{21}e - {}^1/_{15}e\ {}^1/_{12}e\ {}^1/_9n$ $p\,t\,t_2$. Nei cristalli da loro analizzati, Penfield e Howe (31) ricordano $A\ e\ {}^1/_3e\ {}^1/_5e \pm {}^1/_7e$ ${}^1/_9e\ {}^1/_2i\ {}^1/_3i\ i - n \pm {}^1/_5n - {}^1/_7r - {}^1/_{11}r - {}^1/_{15}r\ {}^1/_{13}r\ {}^1/_9r$. Miller (12) rinvenne, all'incirca contemporaneamente ad A. Scacchi, $A\,C\,i\ {}^1/_2i\ {}^1/_3i \pm e \pm {}^1/_3e \pm {}^1/_5e \pm {}^1/_7e \pm {}^1/_3n - {}^1/_5n$ $r - {}^1/_3r\ {}^1/_5r - {}^1/_7r \cdot {}^1/_9r - {}^1/_{11}r\ {}^1/_{13}r - {}^1/_{15}r - {}^1/_9m$.

I cristalli unici di clinohumite sono qualche volta alquanto allungati secondo l'asse b, più spesso nella direzione dell'asse c: abbastanza frequenti sono quelli presso a poco ugualmente estesi secondo c e b. Assai spesso molte forme hanno grandezza poco diversa: quelle che ordinariamente si presentano più estese sono A, e, $-e$, ${}^1/_3r$, ${}^1/_9r$: quest'ultima talvolta è assai grande.

Frequenti sono i geminati con $\pm {}^1/_3e$ come piano di geminazione. Essi furono descritti già da A. Scacchi (11), ristudiati, poi, da Hessenberg (14) e con gran cura, infine, da vom Rath (18). Quest'ultimo trovò che il piano di geminazione per lo più è $-{}^1/_3e$, raramente, invece, ${}^1/_3e$. Non rari sono anche i trigeminati secondo $-{}^1/_3e$, che erano stati osservati da A. Scacchi, il quale, però, non li aveva interpretati esattamente. In uno di essi, Scacchi rinvenne ${}^1/_9r$ anche dalla parte negativa: se così fosse, all'elenco delle forme della clinohumite dovrebbe aggiungersi anche $-{}^1/_9r\{\bar{1}29\}$. A vom Rath si deve, poi, la scoperta e lo studio accurato dei geminati polisintetici secondo $-{}^1/_3e$, e la descrizione di alcuni accrescimenti regolari assai interessanti, sui quali non è qui il caso d'insistere. Des Cloizeaux (22) e (23) constatò per via ottica l'esistenza, nei cristalli di clinohumite, di lamelle polisintetiche secondo la base.

Delle associazioni regolari di clinohumite e olivina si è già parlato (vedi pag. 234).

Sfaldatura nitida parallelamente a $\{001\}$.

Il colore della clinohumite è, per lo più, bruno, bruno-nerastro, bruno-rossiccio, bruno chiaro, non di rado è giallo; non frequenti sono le varietà biancastre o bianco-giallastre.

Il piano degli assi ottici e la bisettrice acuta, positiva sono perpendicolari a $\{010\}$. $\mathfrak{a}:c = 11^\circ$ Des Cloizeaux (22), $12^\circ 28'$(Na) Klein (21). Dispersione assai debole $\rho < v$. Per l'angolo degli assi ottici si hanno i seguenti valori:

	rosso	giallo	azzurro	
2H	82°16′	82°16′	—	Des Cloizeaux (15)
2H	82° 6- 83°19′	82° 9′- 83°27′	82°31′- 84° 7′	var. incolora Des Cloizeaux (16)
2E	148 38-154 2	149 24-155 24	154 10-163 52	» » »
2H	84 38- 85 4	—	—	var. bianca Des Cloizeaux (22)
2H	86 40- 87 14	—	—	» bruna »
2H	—	84 40- 85 15		Klein (21)

Col totalrefrattometro io ho determinato gli indici di rifrazione per la luce del sodio in un cristallo di colore bruno-rossastro abbastanza intenso, ottenendo i seguenti risultati:

$\alpha = 1.6331$ $\qquad \beta = 1.6439$ $\qquad \gamma = 1.6618$

Come si vede, confrontando questi valori con quelli già dati per la condrodite e per la humite, la rifrazione aumenterebbe e la birifrangenza, al contrario, diminuirebbe, dalla condrodite alla clinohumite.

Durezza 6,5: peso specifico 3,188 A. Scacchi (11), 3,177-3,200 Rammelsberg (13), 3,191 vom Rath (19), 3,184-3,222 nel materiale dell'analisi IV, 3,219-3,258 in quello della V Penfield e Howe (31).

Comp. chimica. $Mg_7[Mg(F, OH)]_2[SiO_4]_4$.

Le analisi note sono le seguenti: I Rammelsberg (13), varietà bianco-giallastra; II vom Rath (19) giallo-arancio; III v. Wingard (28), bruno gialla a bruno grigia; IV giallo vino chiaro; V bruno castagno, ambedue di Penfield e Howe (31):

	I	II [1]		III	IV	V
SiO_2	36.67	36.82	36.68	33.30	38.03	37.78
MgO	56.83	54.92	54.85	51.53	54.00	53.05
FeO	1.67	5.48	(3.80)	9.71	4.83	5.64
Al_2O_3	—	0.24	non det.	—	—	—
Fe_2O_3	—	—	—	0.89	—	—
F	2.62	2.20	2.40	5.67	2.06	3.58
H_2O	—	—		1.41	1.94	1.33
	97.79	99.66	97.73	102.51	100.86	101.38

L'analisi di v. Wingard si riferisce, probabilmente, alla condrodite, come hanno mostrato Penfield e Howe.

I caratteri pirognostici della clinohumite sono identici a quelli della condrodite e della humite.

Giacitura dei minerali del gruppo humite. Condrodite, humite e clinohumite si presentano in uguali condizioni di giacitura. Nella stessa geode si rinviene di solito una sola di esse: A. Scacchi (11) osservò insieme humite e clinohumite due volte soltanto, ed E. Scacchi (26) per il primo rinvenne le tre specie nello stesso blocco. Se l'associazione macroscopica è rara, spesso, invece, il microscopio svela nelle sezioni sottili la humite unita alla condrodite o alla clinohumite. Des Cloizeaux (22) osservò un accrescimento lamellare, irregolare, di humite e clinohumite: associazioni regolari di humite e di clinohumite o di condrodite sono state descritte da Lacroix ((30), pag. 295).

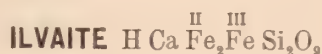
Le humiti sono state rinvenute, finora, esclusivamente nei blocchi calcarei in vario grado metamorfosati. Una delle giaciture più tipiche, quella, anzi, nota già a de Bournon, è in certi blocchi dall'aspetto caratteristico, formati da humiti, diopside giallo e mica, per lo più bruno chiara, alle volte anche da minerali del gruppo olivina e da magnetite: non frequente e sempre scarsa vi è la calcite. Raramente si trovano humiti nelle geodi di blocchi calcarei cristallini: si tratta, allora, secondo le osservazioni di vom Rath (19), sempre di condrodite gialla, associata, in taluni casi, a pleonasto.

Oltre che nelle geodi, le humiti si rinvengono anche nella massa dei blocchi calcarei, insieme, specialmente, a spinello e forsterite o olivina. Secondo Lacroix

[1]) Cfr. nota [2]) a pag. 282.

((30), pag. 295) le humiti contengono spesso inclusioni vetrose e numerosissime inclusioni liquide con bolle e cristalli cubici di cloruro di sodio, e possono essere addirittura ripiene di spinello. Quando il calcare scompare, ne risultano, naturalmente, dei blocchi formati da humiti, spinello e forsterite-olivina, ovvero soltanto da humiti e spinello, e questi ultimi blocchi presentano spesso aghi di apatite ed anche cristalli di granato.

Nella massa dei blocchi Mierisch (29) crede che, dei tre minerali del gruppo humite, il più diffuso sia la condrodite, ed io posso confermare le sue osservazioni.

ILVAITE $H\,Ca\,\overset{II}{Fe_2}\overset{III}{Fe}\,Si_2O_9$

(Breislakite)

1. 1801. S. Breislak, Voyages physiques et lythologiques dans la Campanie, I, 174.
2. 1817. G. Brocchi, Catalogo ragionato di una raccolta di rocce ecc., pag. 230.
3. 1818. S. Breislak, Institutions géologiques, III, 200.
4. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 375.
5. 1839. G. Rose in Fr. Hoffmann, geognostische Beobachtungen, gesammelt auf einer Reise durch Italien und Sicilien etc.
6. 1844. T. Monticelli, Atti R. Accad. delle Scienze di Napoli, V, 195 e 207.
7. 1852. A. Scacchi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze di Napoli, pag. 109.
8. 1878. A. v. Lasaulx, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 380.
9. 1887. A. Scacchi, Catalogo dei minerali vesuviani. Spettatore del Vesuvio e dei Campi Flegrei. Anche Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., 1888, II, 129.
10. 1892. K. Haushofer, Leitfaden für die Mineralbestimmung, pag. 191.
11. 1897. A. Wichmann, Zeitsch. für Kryst., XXVIII, 529.
12. 1901. R. V. Matteucci, Centralblatt für Min. Geol. u. s. w., pag. 48.

Il nome di *breislakite* [1]) fu dato, come riferisce Breislak (3), da Ménard de la Groye [2]) al minerale che lo stesso Breislak ((1), pag. 132 del 2° vol.) aveva osservato nella trachite del Monte Olibano, caratterizzato dal suo aspetto molto somigliante a quello di bioccoli di lana. Monticelli e Covelli (4) lo ritrovarono nelle fenditure della lava della Scala, e riferirono che Wollaston vi aveva accertato la presenza della silice, dell'allumina e di poco ferro: dettero, poi, delle notizie poco concludenti sui caratteri microscopici del minerale e delle altre, errate, sul suo comportamento al cannello. Monticelli (6) nella sua monografia sulle pelurie lapidee del Vesuvio esaminò al microscopio anche la breislakite della Scala, e stabilì che non contiene rame, come a torto avevano creduto alcuni trattatisti. Chiamò inoltre, « breislakite bianca » ((6), pag. 202) una sostanza rinvenuta nelle druse di una lava erratica e che è, probabilmente, identica al *bissolito* di Scacchi, del quale parleremo nell'Appendice. Scacchi ritenne la breislakite vesuviana dapprima (7) come un anfibolo capillare, in seguito (9) come un pirosseno: v. Lasaulx (8) concluse pure per l'appartenenza all'anfibolo, mentre Haushofer (10) l'identificò con l'iperstene. Wichmann (11), in base ad un nuovo studio, ritenne la breislakite, anche del Vesuvio, una varietà di fayalite, mentre più recentemente Weinschenk [3]) per il minerale specialmente del Monte Olibano rese estremamente probabile l'appartenenza all'ilvaite.

[1]) Nel lavoro del Wichmann (11) vi è una bibliografia quasi completa ed estesi cenni storici sulla breislakite: qui non si dirà che quanto si riferisce strettamente al Vesuvio.

[2]) A torto, perciò, è generalmente indicato Brocchi (2) come autore del nome.

[3]) Zeitsch. für Kryst., 1903, XXXVII, 442.

Al Vesuvio la breislakite tipica, che, è senza dubbio, diversa dall'anfibolo e dall'augite capillari che con essa spesso si rinvengono e furono confusi, si presenta sulle pareti delle fenditure della lava della Scala in due varietà: in grovigli di aghetti di colore bruniccio, con aspetto lanoso, e in aghetti di colore grigio di acciaio o grigio ferro, diritti o un po' curvati. La prima varietà non è, probabilmente, che un prodotto di alterazione della seconda. Gli aghetti grigi, metallici furono osservati nella lava del Granatello già da Breislak (1), che li descrisse come « minces filamens de fer repliés en forme de cheveux crépus », che si innalzavano dalle pareti di alcune cavità tappezzate da sanidino. Rose (5) nelle cavità della lava del 23 febbraio 1832 notò un minerale grigio, in filamenti, che si distingueva dalla breislakite bruno-rossiccia soltanto per il colore. Gli stessi aghi di colore grigio di acciaio sono stati osservati da me come una rarità in alcune piccole geodine di un blocco di leucotefrite rigettato durante l'eruzione dell'aprile 1906. Matteucci (12) ha trovato la varietà rosso-ruggine in talune cavità bollose di una superficie di separazione della lava del 1895-1899. Gli aghetti o i bioccoli di breislakite aderiscono sempre assai debolmente alle pareti delle rocce sulle quali si rinvengono, e rappresentano un tipico prodotto di pneumatolisi.

Ho ripetuto sulla breislakite della Scala le esperienze eseguite da Weinschenk su quella del Monte Olibano, ed ho ottenuto esattamente gli stessi risultati. Sopratutto ho potuto confermare la facile fusibilità del minerale, la presenza in esso del calcio e la proprietà di gelatinizzare con l'acido cloridrico.

Sembra, quindi, che possa ammettersi anche per la breislakite del Vesuvio la sua identità con la ilvaite.

ZEOLITI

PHILLIPSITE

1. 1791. G. Gioeni, Saggio di litologia vesuviana, pag. 114 e 261.
2. 1801. S. Breislak, Voyages physiques et lythologiques dans la Campanie, pag. 170.
3. 1818. S. Breislak, Institutions géologiques, III, 266.
4. 1823. T. Monticelli e N. Covelli, Storia de' fenomeni del Vesuvio avvenuti negli anni 1821, 1822 e parte del 1823, pag. 303 della 2ª Ed. delle Opere dell'Abate Teodoro Monticelli, vol. II.
5. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 252.
6. 1825. L. Gmelin, Zeitsch. für Mineralogie, I, 459.
7. 1826. N. Covelli, Débit de Minéraux du Vésuve, pag. 5 e 6.
8. 1836. F. Köhler, Pogg. Ann., XXXVII, 566.
9. 1845. A. Scacchi, Napoli e i luoghi celebri delle sue vicinanze, II, pag. 412.
10. 1845. Ch. de Marignac, Ann. chim. phys., XIV, 41.
11. 1852. G. Rose, Das krystallo-chemische Mineral-System, pag. 93.
12. 1853. A. Scacchi, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 257.
13. 1862. A. Scacchi, Sulla poliedria delle facce dei cristalli. Memorie R. Accad. delle Scienze di Torino, (2ª) XXI, pag. 32 e seg.
14. 1862. A. Des Cloizeaux, Manuel de Minéralogie, pag. 399.
15. 1883. A. Des Cloizeaux, Bulletin de la soc. franç. de minér., VI, 307.
16. 1886. B. Mierisch, Tschermak's min. petr. Mitth., VIII, 179.
17. 1887. A. Scacchi, Catalogo dei minerali vesuviani con la notizia della loro composizione e del loro giacimento. Lo Spettatore del Vesuvio e dei Campi Flegrei. Anche Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., II, 138.

18. 1889. A. Scacchi, Catalogo dei minerali e delle rocce vesuviane, pag. 46.
19. 1898. G. Tammann, Zeitschift für physik. Chemie, XXVII, 323.
20. 1902. F. Zambonini, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., II, 80.
21. 1908. F. Zambonini, Atti R. Accademia delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, XIV, N. 1, pag. 114.

Gioeni (1) è il primo che abbia parlato della esistenza della « zeolite » nelle geodi dei blocchi lavici erratici del Monte Somma: la sua descrizione [1]) dimostra che egli ha osservato la nostra attuale phillipsite. Allo stesso minerale deve riferirsi la zeolite cristallizzata in prismi tetraedri terminati da piramidi tetraedre, e quella in forme mammellonari o raggiate, descritte da Breislak (2). In seguito, queste varietà a struttura raggiata, talvolta opache e bianche furono dal Breislak (3) considerate come *mesotipo* [2]) (natrolite), che al Monte Somma, però, non esiste, e da Covelli (7) riferite in parte al *mesotipo*, in parte, invece, alla *herschelite*. Monticelli e Covelli (5) descrissero la phillipsite sotto il nome di *gismondina*, confondendola, ciò che, del resto, fu fatto per lungo tempo, col minerale di Capo di Bove scoperto dal Gismondi, e che è ben diverso dalla phillipsite.

Già nel 1825 Gmelin (6) riconobbe che la gismondina del Vesuvio non è altro che « Kali-Harmotom », ossia la nostra attuale phillipsite, e più tardi Köhler (8) confermò che si aveva a che fare col « Kalkarmotom » o « sogenannter Phillipsit ». Ciò non ostante, Scacchi in un primo momento (9) continuò ad adoperare il nome di gismondina per indicare la phillipsite, riunendo le varietà cristallizzate e quelle radiate, semiglobose, che erano state prima, come si è visto, variamente interpretate, In seguito (12), Scacchi citò, insieme alla phillipsite, anche la *abrazite (gismondina, zeagonite)* come un minerale diverso, ma poco dopo (13) per la gismondina non menzionò affatto l'esistenza al Vesuvio, e riferì, invece, di averne studiato soltanto cristalli dei dintorni di Roma e di Homberg. Finalmente, nel 1887 (17), parlando della phillipsite, affermò che è « spesso chiamata Gismondina o Abrazite ch'è specie diversa non trovata nel Vesuvio ». Io ho già avuto occasione, alcuni anni fa (20), di dimostrare, mediante l'esame di antichi campioni muniti di etichette originali di Scacchi, trovati nella collezione dei fratelli Sella, che la gismondina di Scacchi non è altro che la nostra phillipsite, e mostrai anche come la gismondina « del Vesuvio » di Tammann (19) (con 21.86 % H_2O) corrisponda, in base alla breve descrizione datane, a certe varietà di phillipsite del Monte Somma, e come la maggiore quantità di acqua rinvenuta da Tammann potesse spiegarsi col fatto che quello studioso aveva eseguito la determinazione sul minerale saturo di vapor d'acqua [3]).

Sistema cristallino: monoclino.

Forme: $a\{100\}$ $b\{010\}$ $c\{001\}$ $m\{110\}$ $n\{120\}$ $e\{011\}$ $f\{\bar{1}01\}$ $p\{111\}$.

Tutte queste forme sono state osservate sia da Scacchi (13), che da me.

Scacchi già nel 1862 (13) ha dato uno studio cristallografico pressochè completo della phillipsite del Monte Somma, ed è specialmente in base al lavoro di Scacchi ed al nuovo esame che ho fatto dei campioni da lui studiati, che cercheremo di dare un'idea dei varî aspetti della nostra phillipsite.

I cristalli di phillipsite generalmente sono tetrageminati somiglianti alla fig. 624 dello *Handbuch der Mineralogie* di Hintze, con la sola differenza che quelli del

[1]) « Zeolite trasparente, in cristalli prismatici troncati, e con apparenza di piramide, dei quali non può determinarsi la figura ».

[2]) Il mesotipo si trova ricordato già nella Memoria di Ramondini sulla zurlite, letta alla R. Accad. delle Scienze di Napoli il 13 gennaio 1810. Il Ramondini cita pure la cabasite, che, però, non si rinviene al Monte Somma.

[3]) Mierisch (16) ha riferito dubbiosamente alla gismondina una zeolite prodottasi per alterazione dell'anortite.

Monte Somma sono sempre molto più allungati nel senso del pseudoasse di simmetria quaternaria. Essi simulano perfettamente dei cristalli tetragonali, presentanti la combinazione di un prisma tetragonale con una bipiramide di ordine inverso rispetto al prisma, e come tali furono considerati da Monticelli e Covelli (5) ed anche da Scacchi (13).

Questi tetrageminati di phillipsite presentano, nei casi che io ho esaminato, il pseudoprisma tetragonale costantemente formato dalle facce di *b*, di solito senza nessuna traccia di angoli rientranti costituiti da faccettine di *c*. In alcuni cristalli di aspetto smaltoideo, oltre a *b* e a *m* ho osservato anche esili faccette di *n*, già notate da Des Cloizeaux (14): il simbolo di questo prisma è stato messo fuori di dubbio da alcune misure discrete:

(010):(120) = 40°20′ mis. 40°30′ calc. (con le costanti di Streng, accettate da Dana e da Hintze).

Scacchi (13) ha descritto alcuni cristalli nei quali tra *b* e *m* esistevano le facce di un prisma, non determinato, ma che è, probabilmente, identico a *n* da me osservato.

I tetrageminati che abbiamo descritto raramente si rinvengono isolati: per lo più su un cristallo più grande se ne accollano degli altri più piccoli, che in parte compenetrano il primo, non in posizione parallela, ma a ventaglio, sicchè il complesso risulta più largo agli estremi che nella parte centrale. Questi gruppi sono spesso terminati ai due estremi: in molti campioni, invece, sono impiantati per una delle estremità. Le dimensioni minime sono 2 mm. circa di lunghezza, per $^1/_3$ mm. di larghezza e spessore: i gruppi più grandi, assai rari, raggiungono il centimetro di lunghezza.

Poco frequenti sono gli accrescimenti crociformi di due tetrageminati secondo {110}, ed ancora più rari quelli di tre tetrageminati: questi ultimi furono osservati già da Köhler (8). Nei plurigeminati composti da due tetrageminati a croce accade sovente che ciascuno di questi ultimi sia formato da un fascio di sottili cristallini divergenti: questi plurigeminati formano un evidente stadio di passaggio a quelle forme semiglobose, che sono le più comuni nella phillipsite del Monte Somma.

Già Monticelli e Covelli (5) hanno descritto dei cristalli di phillipsite somiglianti ad ottaedri, che furono poi ristudiati da Scacchi (13). Io ne ho visti alcuni, molto alterati, che raggiungono anche 3 mm. nella loro maggiore dimensione, e che sono perfettamente identici a quelli dello Stempel, presso Marburg, descritti da Stadtländer [1]).

Finalmente, alcuni cristalli di phillipsite bianchi, molto piccoli, spesso raggruppati insieme, e pure noti già a Monticelli e Covelli, hanno la forma di rombododecaedri [2]).

Il tipo più importante di cristalli di phillipsite è, però, quello rappresentato nella

[1]) Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., 1885, II, 122.

[2]) Si confronti su queste forme il già citato lavoro di Stadtländer.

fig. 63. Scacchi lo descrisse nel 1862 (13), principalmente dal punto di vista della poliedria delle facce: in seguito (18), se ne occupò più ampiamente, e non ne ritenne certa l'appartenenza alla phillipsite. Il nuovo studio che io ne ho fatto e l'analisi chimica da me eseguita dimostrano che si ha indubbiamente a che fare con phillipsite, presentante, però, un abito cristallografico rarissimo, caratterizzato dal presentare come forma terminale a invece di m. I cristallini dei quali ci occupiamo, che sono di solito assai piccoli, non superando che raramente i 2 mm. nella direzione di allungamento, sono stati considerati da Scacchi come tetragonali, e certamente le misure goniometriche si accordano abbastanza bene con tale ipotesi. I simboli delle diverse forme sarebbero $c = \{100\}$ $a = \{101\}$ $f = \{001\}$ $p = \{211\}$ $e = \{110\}$. Prendendo come fondamentale l'angolo di Scacchi $ca = 55°6'$, si avrebbe $a : c = 1 : 0,6976$. Le misure mostrano, però, subito che il minerale non è tetragonale: inoltre sulle facce del pseudoprisma tetragonale l'estinzione non è retta, ma avviene a circa 5° dalla direzione di allungamento, e sezioni normali a quest'ultima mostrano che i cristallini sono biassici, con grande angolo assiale. Inoltre, sia le facce di c, che quelle di a, sono costantemente spezzate in due. Riferendo i nostri cristalli alle costanti della phillipsite $a : b : c = 0,7095 : 1 : 1,2563$; $\beta = 124°23'$, si ha che le forme della figura 63 diventano: $c = \{001\}$ $a = \{100\}$ $f = \{\bar{1}01\}$ $e = \{011\}$ $p = \{111\}$. Di queste forme, a nella phillipsite è assai rara: dominante è stata rinvenuta da vom Rath [1]) nei cristalli del Limbacher Kopf, da Gonnard [2]) in quelli del Mont Simiouse ecc. $\{011\}$ finora non è stata trovata come faccia di cristallo, ma soltanto come piano di geminazione: quanto a $\{111\}$ è nuova per la phillipsite. Le misure sono assai difficili ed oscillanti, causa la poliedria delle facce studiata da Scacchi (13), e per lo più vanno poco d'accordo con i valori dedotti dalle costanti di Streng surriferite. In un cristallo migliore degli altri ho ottenuto

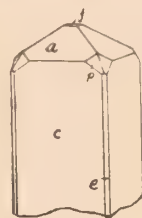



Fig. 63.

	mis.	calc.
ca =	55° 9' mis.	55°37' calc.
cp	40 30	41 51 ½
ap	29 21	29 34
ce	45 20	46 2
cf	89 35	90 0

La phillipsite del Monte Somma è incolora o leggermente cerulea, non di rado bianca.

Des Cloizeaux (15) ha trovato $2\,Ha = 69°55'$, $2\,Ho = 112°33'$, $2\,Va = 69°8'$ $\beta = 1,48$: in altre lamine ha ottenuto $2\,Ha$ 70°45'-73°55', $2\,Ho$ 75°55' a 84°23' [3]). Des Cloizeaux ha anche stabilito che la bisettrice acuta, positiva forma un angolo di 73°21' con la normale a (001) e di 17°47' con quella a (100), per la luce bianca.

Durezza 4,5: peso specifico 2,20 (col metodo della sospensione).

---

[1]) Sitzungsberichte Niederrhein. Gesellsch. Bonn, 1887, 234.

[2]) Bulletin de la soc. franç. de minér., 1890, XIII, 70.

[3]) Tutte queste determinazioni sono state eseguite con la luce rossa.

Comp. chimica. $(K_2, Ca, Na_2)Al_2Si_3O_{10} . 4H_2O$.

Marignac (10) pubblicò tre analisi di phillipsite, dando il Vesuvio come luogo di provenienza, ma Rose (11) e Des Cloizeaux (14) mostrarono che si trattava di materiale di Capo di Bove: Des Cloizeaux ritenne, però, spettante alla phillipsite del Monte Somma una delle analisi di Marignac (I). Io ho fatto analizzare, sotto la mia guida, dal Dott. E. Barone la phillipsite di un blocco di leucotefrite del Monte Somma, rigettato dal Vesuvio nel 1906 (II), dal Dott. A. G. Miele dei fasci divergenti di cristalli purissimi del Monte Somma (III). Io, poi, ho analizzato i cristalli rari con *ca* dominanti (IV).

	I	II	III	IV
SiO_2	43.95	43.22	46.11	46.10
Al_2O_3	24.34	24.69	22.42	23.40
CaO	5.31	10.14	5.37	6.50
K_2O	11.09	2.72	7.70	7.91
Na_2O	—	2.44	2.60	1.48
H_2O	15.31	16.91 [1]	15.91	14.30
	100.00	100.12	100.11	99.69

Le analisi I e II conducono alla formula $(K_2, Na_2, Ca)Al_2Si_3O_{10} . 4H_2O$, mentre le altre due presentano una composizione intermedia fra quelle indicate dalle due formule $\overset{II}{R}Al_2Si_3O_{10} . 4H_2O$ e $\overset{II}{R}Al_2Si_4O_{12} . 4H_2O$.

Io (21) ho trovato che la phillipsite dell'analisi II, riscaldata in corrente di aria umida, subisce le seguenti perdite di peso:

T	115°	175	215	250	275	320	360°
Acqua emessa	2.90 %	8.95	10.96	12.40	13.45	14.66	15.09 %

La ripresa dell'acqua da parte del materiale parzialmente disidratato avviene in modo che, dopo 15 ore di esposizione all'aria satura di umidità, si hanno le seguenti differenze dal peso primitivo:

Nella phillipsite riscaldata a	115°	175	215	250	275	320	360°
	+ 0.48 %	+ 0.51	+ 0.56	0.00	— 9.77	— 13.90	— 14.52 %

Sulla tensione di vapore si consulti Tammann (19).

La phillipsite del Monte Somma al cannello fonde in uno smalto bianco: con l'acido cloridrico gelatinizza.

Alterazioni. Frequentemente la phillipsite presenta uno strato superficiale di alterazione, formato da calcite.

Giacitura. La phillipsite si rinviene al Monte Somma nelle geodi dei blocchi rigettati di leucotefrite, per lo più sola, talvolta accompagnata da qualche cristallino perfettamente trasparente di thomsonite: raramente si trova insieme ad abbondanti aghetti di anfibolo.

Taluni di questi blocchi del Monte Somma furono rigettati dal Vesuvio durante l'eruzione del 1906; Monticelli e Covelli (4) in alcuni dei blocchi del 1822 osservarono « piccoli mammelloni bianchi che rassomigliano alla *Gismondina* ».

I cristallini della fig. 63 si presentano nelle piccole cavità e nelle fessure di rari blocchi di una leucotefrite fortemente zeotilizzata e di colore rossastro.

---

[1]) Determinazione eseguita da me.

La phillipsite si trova anche, quantunque non frequentemente, nelle geodine delle leucotefriti in filoni del Monte Somma, dove l'avevano osservata già Monticelli e Covelli, ed io stesso ho avuto occasione di vederla in posto.

Unico veramente è un blocco pirosseno micaceo della collezione Johnston-Lavis, nelle geodine del quale ho osservato numerosi, piccoli cristallini, isolati e riuniti in gruppi, di phillipsite incolora, trasparente, con la solita forma della fig. 624 di Hintze. È questa una giacitura affatto eccezionale. Mi sono assicurato che si trattava di phillipsite con le misure goniometriche, le proprietà ottiche e qualche saggio chimico.

ANALCIME $Na\,Al\,Si_2O_6 \,.\, H_2O$

1. 1801. S. Breislak, Voyages physiques et lythologiques dans la Campanie, pag. 170.
2. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 308.
3. 1878. P. Groth, Die Mineralien-Sammlung der Kaiser-Wilhelms-Universität Strassburg, pag. 237.
4. 1889. A. Scacchi, Catalogo dei minerali e delle rocce vesuviane, pag. 45.
5. 1892. P. Franco, Giornale di Miner. Crist. e Petr. diretto dal Dott. F. Sansoni, III, 232.
6. 1895. C. Klein, Neues Jahrb. für Min. Geol. u. s. w., Beil-Bd., XI, 532.

Osservato al Monte Somma per il primo da Breislak (1) [1]. Monticelli e Covelli (2) insieme al vero analcime descrissero anche, come analcime carnea, la sarcolite e, forse, anche altre sostanze.

Sistema cristallino: cubico.

Forme: *a*{100} *d*{110} *n*{211}.

Breislak (1) conobbe *n*, Monticelli e Covelli hanno dato varie figure, ma all'analcime possono riferirsi solo le 154 e 155, che rappresentano *an* e *n* rispettivamente [2]. Groth (3) e Scacchi (4) determinarono *a* e *n*, Franco (5) anche *d*. Io ho osservato tutte e tre le forme indicate.

Frequentemente, i cristalli di analcime del Monte Somma non mostrano che il solo trapezoedro *n*, al quale non di rado si unisce il cubo, con piccole faccette, e solo assai raramente anche *d*. Molto rari sono i cristalli nei quali il cubo domina e *n* ha faccette minutissime: essi erano noti già a Monticelli e Covelli (2), e ne fecero, in seguito, menzione anche Scacchi (4) e Klein (6).

Le facce di *n* sono per lo più poliedriche: Franco ha osservato in esse anche angoli rientranti o salienti molto ottusi nel senso delle diagonali maggiori, come se i cristalli fossero geminati secondo {110}.

L'analcime si rinviene esclusivamente in cristalli più o meno perfetti, che possono essere minutissimi, ma di solito misurano 5-6 mm., e solo eccezionalmente superano il centimetro.

L'analcime del Monte Somma presenta le anomalie ottiche solite di questo minerale: esse furono studiate da Franco (5) nei cristalli trapezoedrici e da Klein (6) in quelli ad habitus cubico.

I cristalli sono incolori o leggermente bluastri e più o meno trasparenti: raramente sono del tutto opachi, come è il caso dei cristalli che presentano il cubo dominante.

---

[1]) « La zéolite des laves erratiques du Somma est..... quelquefois en solides à 24 faces, et alors ce serait l'analcime de Haüy ».

[2]) Le fig. 153 e 156 che rappresenterebbero, nel sistema cubico, le combinazioni {100} {111} e {100} {111} {110}, si riferiscono senza dubbio alla sarcolite.

Comp. chimica. $NaAlSi_2O_6 . H_2O$.

Non esistono, finora, analisi dell'analcime del Monte Somma.

Al cannello fonde in un vetro incoloro: con l'acido cloridrico gelatinizza.

Giacitura. Si trova insieme alle altre zeoliti, e più specialmente alla thomsonite, nelle geodi dei blocchi erratici di leucotefrite del Monte Somma.

SCOLECITE $CaAl_2Si_3O_{10} . 3H_2O$

1. 1885. G. Freda, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 205.

Osservata e descritta per la prima volta da G. Freda.

Globuli bianchi a struttura fibro-raggiata finissima e splendore sericeo. Nell'interno spesso hanno un nucleo di thomsonite.

Al microscopio risultano composti di aghetti minutissimi, ben discernibili solo con ingrandimenti abbastanza forti. La direzione di allungamento è negativa: gli aghetti estinguono a 16°-17° da essa.

Queste proprietà corrispondono a quelle della scolecite e confermano che si ha a che fare effettivamente con questo minerale.

Comp. chimica. $CaAl_2Si_3O_{10} . 3H_2O$.

Freda ottenne in una analisi i seguenti risultati:

SiO_2 46.17 Al_2O_3 25.43 CaO 13.58 Na_2O 1.04 H_2O 12.42 Sa = 98.64

Al cannello rigonfia e fonde: con gli acidi gelatinizza.

Giacitura. Si rinviene sotto forma di globuli bianchi nelle geodi di certi blocchi di leucotefriti del Monte Somma, insieme alla thomsonite e, talvolta, anche alla phillipsite. È un prodotto di trasformazione della thomsonite, come risulta dal fatto che spesso il centro dei globetti è formato da un nucleo ancora inalterato di quest'ultimo minerale.

THOMSONITE $(Ca, Na_2)Al_2Si_2O_8 . 2\,^1/_2\,H_2O$

(Comptonite)

1. 1821. D. Brewster, Edinb. Philos. Journ., IV, 131. Anche Schweigger u. Meinecke, Journ. für Chemie. u. Phys., 1821, XXXIII, 278.
2. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 224.
3. 1832. A. Breithaupt, Vollständiges Charakteristik des Min.-Systems, pag. 121.
4. 1832. A. Breithaupt, Schweigger-Seidel, Neues Jahrbuch. der Chemie und Physik, IV, 272.
5. 1862. A. Des Cloizeaux, Manuel de Minéralogie, I, 375.
6. 1878. P. Groth: Die Mineralien-Sammlung der Kaiser-Wilhelms-Univers. Strassburg, pag. 237.
7. 1885. G. Freda, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 205.
8. 1888. E. Scacchi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 486.
9. 1889. A. Scacchi, Catalogo dei minerali e delle rocce vesuviane ecc., pag. 46.
10. 1907. G. Cesaro, Bull. de la Classe des Sc. de l'Acad. Roy. de Belgique, pag. 313.

Osservata per il primo da Brewster (1), che, credendola una nuova specie, la chiamò *comptonite* in onore del Conte Compton [1]. Già Monticelli e Covelli (2) ne riconobbero, però, l'identità con la thomsonite, identità che fu poi messa fuori di dubbio dal

[1]) Brewster racconta che il nuovo minerale fu scoperto nel 1817 dalla guida vesuviana Salvatore Madonna e portata in Inghilterra la prima volta dal Conte Compton. Parecchi mineralisti la considerarono, scrisse Brewster, come apofillite. È, probabilmente, alla thomsonite che deve riferirsi la « stilbite » ricordata da Ramondini nella sua Memoria sulla zurlite.

Breithaupt (3). È assai probabile che alla thomsonite debbano riferirsi le laminette di « desmina », trovate da Groth (6) insieme all'analcime.

Sistema cristallino: rombico.

I cristalli di thomsonite del Monte Somma sono poco adatti per misure precise: i pochi angoli che ho potuto misurare esattamente vanno bene d'accordo, però, con quelli calcolati in base alle costanti di Brögger [1] ($a:b:c = 0{,}9932:1:1{,}0066$) che possono, quindi, ritenersi valevoli anche per i nostri cristalli.

Forme: $a\{100\}$ $b\{010\}$ $c\{001\}$ $m\{110\}$ $y\{012\}$ $z\{072\}$ $n\{041\}$ $s\{071\}$ $u\{081\}$ $v\{0.14.1\}$.

Brewster (1) determinò *abcm* ed un $\{hhl\}$ incerto; Monticelli e Covelli (2) conobbero pure *abcm*; io ho osservato tutte le forme sopra indicate, delle quali *y* è nuova per la thomsonite del Monte Somma [2]), *znsuv* per il minerale.

La thomsonite si rinviene spesso in cristalli *abc*, allungati secondo [001], con habitus pseudotetragonale, causato dallo sviluppo presso a poco eguale dei due pinacoidi *a* e *b*: sovente nei cristalli di questo tipo si rinviene anche *m*, con esili faccette. Un altro tipo, forse più frequente, è dato da cristalli tabulari secondo $\{010\}$, ed allungati nella direzione di *c*, nei quali la combinazione più comune è *bcm*; talvolta è presente, però, anche *a* con facce quasi sempre esilissime, qualche volta, però, abbastanza estese. Questo tipo di cristalli, che era noto già a Monticelli e Covelli, che lo hanno anche figurato, è assai interessante, perchè, come è noto, i cristalli di thomsonite sono di solito schiacciati secondo $\{100\}$. Che il pinacoide dominante in quelli del Monte Somma sia $\{010\}$ è indiscutibile, perche l'esame ottico dimostra che è perpendicolare alla bisettrice acuta, che, nella orientazione adottata, è l'asse *b*. Alle volte, parecchi cristallini tabulari secondo $\{010\}$, e con $\{100\}$ meno sottile del solito, si trovano accollati insieme, formando dei cristalli con l'habitus pseudotetragonale già ricordato. In uno di questi gruppi ho osservato la combinazione *abcmy* ($by = 63°20'$ mis. $63°17'$ calc.). Spesso tra $\{001\}$ e $\{010\}$, nei cristalli tabulari secondo quest'ultimo pinacoide, si notano delle grandi facce, un po' arrotondate, imperfette, di $\{okl\}$: in alcuni cristalli che hanno permesso misure abbastanza buone e concordanti, ho trovato (riferendomi alla posizione media di $\{okl\}$): $(010):(okl) = 8°$ *ca.* Il simbolo di questo $\{okl\}$ dovrebbe essere, perciò, $\{071\}$ ($(010):(071) = 8°4\frac{1}{2}'$ calc.).

Molto interessanti sono dei cristalli da me veduti nella coll. Johnston-Lavis, e che mi sono risultati particolarmente ricchi in forme nuove ed interessanti. Come il cristallo della fig. 64 ne esistono molti in una geode di un blocco di leucotefrite: sono biancastri e assai splendenti. Il pinacoide $\{010\}$ è dominante: $\{100\}$ è costantemente un po' più grande di $\{110\}$. L'interesse di questi cristalli risiede nei numerosi $\{okl\}$ che in essi si rinvengono. Io ho, infatti, determinato $n\{041\}$, $z\{072\}$ e $v\{0.14.1\}$, delle quali le più frequenti sono *z* e *v*, anzi *z* si può dire che sia presente in tutti

---

[1]) Zeitsch. für Kryst., 1890, XVI, 641.

[2]) Cesaro (10) avrebbe osservato una nuova forma $\{9.10.0\}$, che è, evidentemente, una vicinale a $\{110\}$ o addirittura questo prisma, difficilissimo a misurare esattamente per la complicata struttura dei cristalli. Cesaro ha misurato $(9.10.0):(9.\overline{10}.0) = 95°22'$ ($(110):(1\overline{1}0) = 89°37'$ calc.): in varî cristalli io ho trovato per l'angolo $(hko):(h\overline{k}o)$ valori oscillanti tra $87°$ e $93°$, sicchè non mi sembra accettabile stabilire nuove forme, differenti di pochi gradi dalla posizione teorica di $\{110\}$.

i cristalli misurati. Le misure sono un po' oscillanti, il che è una conseguenza del fatto che c e b sono poliedrici o spezzettati, mentre i nuovi $\{okl\}$ danno molte volte buone immagini. Per z ho trovato l'angolo con (001) oscillante in otto cristalli tra 73°16′ e 74°19′: la media è 74°2′, in buon accordo col valore teorico 74°9′. Le misure migliori hanno dato 74°6′ e 74°17′. Per n una misura precisa ha fornito $cn = 76°15'$ mis. 76°3′ calc. v dà valori meno buoni: la misura più esatta è stata $cv = 85°50'$ mis. 85°56′ calc.

Ancora più notevoli sono i cristalli come quello rappresentato nella fig. 65, che hanno un caratteristico aspetto cuneiforme. In essi hanno enorme sviluppo le vicinali a b, delle quali la più estesa è, normalmente, v, alla quale si associa o $u\{081\}$, come

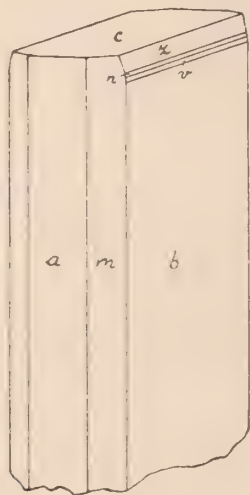



Fig. 64.

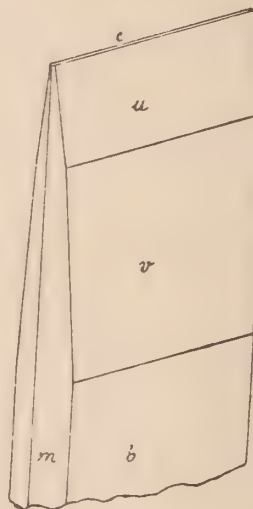



Fig. 65.

nella figura, ovvero $s\{071\}$. Questi cristalli, che sono diffusi in alcune geodi, e possono raggiungere anche un centimetro nella direzione dell'asse c, non permettono misure troppo precise: le migliori, prese in due distinti cristalli, hanno dato i risultati seguenti:

	mis.	calc.
(001):(0.14.1) =	85°48′ e 86°10′ mis.	85°56′ calc.
(001):(081)	82 55	82 55 »
(001):(071)	82 5	81 55 »

Nei cristalli di thomsonite del Monte Somma le facce della base sono spesso poliedriche, come aveva osservato già Brewster: non di rado, però, sono perfettamente piane e regolari.

I cristalli frequentemente raggiungono 7-8 mm. nella direzione dell'asse c: nel Museo di Napoli sono conservati alcuni gruppi di cristalli tabulari, nei quali i singoli individui arrivano fino a 32 mm. di lunghezza, per 11 di larghezza e 3 di spessore.

I cristalli di thomsonite raramente si rinvengono isolati: per lo più si riuniscono in gruppi, in accrescimento subparallelo, o, più frequentemente, si dispongono a covoni.

La thomsonite inalterata è incolora o alquanto bluastra, e traslucida fino a trasparente. Quando è alterata, diventa bianca, opaca. Il piano degli assi ottici è pa-

rallelo a c; la bisettrice acuta, positiva è perpendicolare a b. $2E = 86°$ (rosso) $89°53'$ (azzurro) (Des Cloizeaux (5)); $2E = 85°$ (rosso) (Cesaro (10)).

Sfaldatura perfetta secondo }010{, un po' meno parallelamente a }100{.

Durezza 5-5,5: peso spec. 2,374 (Monticelli e Covelli), 2,330 (Breithaupt (4)).

Comp. chimica. $(Ca, Na_2)Al_2Si_2O_8 . 2\,^1/_2\,H_2O$. Un'analisi eseguita da Freda (7) sul nucleo interno dei globuli di scolecite ha dato:

SiO_2 37.29 Al_2O_3 29.21 Ca O 14.65 Na_2O 3.36 H_2O 13.08 Sa = 98.59

E. Scacchi (8) ha pubblicato due analisi della thomsonite alterata di alcuni conglomerati del Monte Somma [1]:

	SiO_2	Al_2O_3	Ca O	Na_2O	H_2O	CO_2	Sa
I	41.18	12.22	38.01	2.04	1.79	4.71	99.95
II	39.17	35.99	14.65	2.87	5.77	non determ.	98.62

Al cannello la thomsonite del Monte Somma fonde con intumescenza in uno smalto bianco. Con l'acido cloridrico gelatinizza. Monticelli e Covelli (2) ne studiarono accuratamente i caratteri pirognostici, e li confrontarono con quelli della natrolite e della mesolite.

Giacitura. Si rinviene nelle geodi dei proietti di leucotefrite del Monte Somma, accompagnata da phillipsite, analcime, scolecite, aragonite, ecc. Thomsonite alterata è stata osservata da E. Scacchi (8) in certi conglomerati del Monte Somma, accompagnata da cristalli di mica e di augite, in taluni anche da minutissimi romboedri acuti di calcite. A. Scacchi (9) ricorda anche dei cristalli traslucidi in una roccia tufacea somigliante al tufo dei Campi Flegrei.

È opportuno osservare che non tutte le sostanze riferite da Monticelli e Covelli (2) alla thomsonite appartengono effettivamente a questo minerale. Così la « thomsonite cotoniforme », studiata più tardi di nuovo da Monticelli [2]) e certe varietà aciculari, raggiate e fibrose dovevano essere, almeno in parte, di aragonite o di calcite. Non saprei a qual minerale riferire con certezza la « thomsonite » delle geodi dei blocchi calcarei e degli aggregati di pirosseno, leucite e mica.

BIOTITE

1. 1693. G. Macrino, De Vesuvio.
2. 1738. F. Serao, Istoria dell' incendio del Vesuvio accaduto nel mese di maggio dell' anno MDCCXXXVII, pag. 140 della 5ª Ed. ital.-latina.
3. 1755. G. M. Della Torre, Storia e fenomeni del Vesuvio, pag. 95.
4. 1772. F. Galiani, Catalogo delle materie appartenenti al Vesuvio.
5. 1773. J. Ferber, Briefe aus Welschland etc., pag. 218 della trad. francese del Dietrich.
6. 1791. G. Gioeni, Saggio di litologia vesuviana, pag. 95.
7. 1797. J. C. Delamétherie, Théorie de la Terre, II, 339.
8. 1801. S. Breislak, Voyages physiques et lythologiques dans la Campanie, I, pag. 174, 198.
9. 1801. R. J. Haüy, Traité de Minéralogie, III, 208.
10. 1817. G. Brocchi, Catalogo ragionato di una raccolta di rocce, ecc., pag. 228.

---

[1]) Con le correzioni di Cathrein, Zeitsch. für Kryst., XVIII, 101-102.

[2]) Memorie R. Accad. delle Scienze di Napoli, 1844, V, 203.

11. 1818. S. Breislak, Institutions géologiques, III, 194.
12. 1822. R. J. Haüy, Traité de Minéralogie, III, 111.
13. 1823. T. Monticelli e N. Covelli, Storia de' fenomeni del Vesuvio avvenuti negli anni 1821, 1822 e parte del 1823, pag. 299 e seg. della 2ª Ed. delle Opere dell'Abate Teodoro Monticelli, II.
14. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 363.
15. 1826. N. Covelli, Débit de minéraux du Vésuve, pag. 5.
16. 1837. Wm. Phillips, Elementary introduction to Mineralogy, 4th Ed. by R. Allan, p. 102.
17. 1842. C. Bromeis, Pogg. Ann., LV, 112.
18. 1842. A. Scacchi, Esame cristallografico del ferro oligisto e del ferro ossidolato del Vesuvio.
19. 1844. G. Rose, Pogg. Ann., LXI, 383.
20. 1844. A. Chodnew, Pogg. Ann., LXI, 381.
21. 1847. Ch. de Marignac, Archives des sciences phys. et nat. Genève, VI, 300.
22. 1852. W. H. Miller, Introduction to Mineralogy, by the late Wm. Phillips, p. 387, 389.
23. 1852. A. Scacchi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze di Napoli, pag. 110.
24. 1853. J. Grailich, Sitzungsberichte Wiener Akad. der Wissensch., XI, 46.
25. 1854-1857. N. von Kokscharow, Materialien zur Mineralogie Russlands, II, 126, 296.
26. 1855. T. Kjerulf, Journal für prakt. Chemie, LXV, 187.
27. 1856. F. Hessenberg, Mineralogische Notizen, I, 13.
28. 1866. N. v. Kokscharow, Materialien zur Mineralogie Russlands, V, 46.
29. 1867. A. Des Cloizeaux, Nouvelles recherches sur les propriétés optiques des cristaux ecc.
30. 1867. G. A. Kenngott, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 311 e 431.
31. 1872. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, V, N. 22.
32. 1873. G. vom Rath, Pogg. Ann., Erg-Bd. VI, 366.
33. 1875. C. Hintze, Pogg. Ann., CLV, 66.
34. 1875-1877. N. von Kokscharow, Materialien zur Mineralogie Russlands, VII, 236. Anche VIII, 21.
35. 1876. G. vom Rath, Pogg. Ann., CLVIII, 420.
36. 1876. G. vom Rath, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., pag. 389.
37. 1877. G. Tschermak, Zeitsch. für Kryst., II, 14.
38. 1877. F. Berwerth, Tschermak's min. petr. Mitth., pag. 112.
39. 1883. A. Scacchi, Memorie della Soc. Ital. delle Scienze (detta dei XL), IV, N. 8, pag. 22.
40. 1884. A. Michel-Lévy, Bulletin Soc. franç. de minér., VII, 46.
41. 1886. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, I, N. 5, pag. 8.
42. 1886. B. Mierisch, Tschermak's min. petr. Mitth., VIII, 132.
43. 1889. A. Scacchi, Catalogo dei minerali e delle rocce vesuviane, pag. 44.
44. 1893. K. Zimányi, Zeitsch. für Kryst., XXII, 350.
45. 1893. A. Lacroix, Les enclaves des roches volcaniques.
46. 1906. H. Tertsch, Tschermak's min. petr. Mitth., XXV, 548.
47. 1907. A. Lacroix, Nouvelles Archives du Muséum, (4e) IX.
48. 1907. A. Johnsen, Centralblatt für Min. Geol. u. s. w., pag. 400.
49. 1907. J. Morozewicz, Bulletin de l'Acad. des sciences de Cracovie, pag. 983.

Come riferisce il Serao (2), la « popolar fama » spacciava fin dai primi tempi del Macrino (1) « trovarsi il talco nella mescolanza delle materie del nostro monte ». Il Macrino fece poco caso della sapienza popolare, ma l'esistenza del « talco » nelle lave vesuviane fu poi constatata da Serao (2), Della Torre (3), Galiani (4), Feber (5) etc. Il Serao, anzi, oltre al talco citò anche la mica: Galiani ritenne probabile che l'« antimonio » di Serao sia stato mica, ed osservò che il Vesuvio non produce il « talco » color d'argento o bianco che si trova nelle vene metalliche. In Ferber (5) si trova la prima descrizione sotto il nome di mica: nè egli, nè Gioeni (6) menzionarono più il talco, che comparisce di nuovo in Monticelli e Covelli ((14), pag. 143): il talco di questi autori è, però, senza dubbio, niente altro che una biotite verdastra.

Breislak (8) in una lava creduta del 1036 trovò una sostanza lamellare rossa, che egli considerò come mica: in seguito, il Maclure, insieme al Brocchi (10), rinvenne nella lava di Torre del Greco, forse del 1794, una sostanza simile, accompagnata da pirosseno e da pleonasto, che egli riferì alla stilbite (ossia alla nostra attuale heulandite). In seguito a ciò, Breislak (11) ritenne che la sua prima determinazione del minerale trovato nella lava del 1036 potesse essere errata, e che si trattasse, invece, di stilbite laminare, somigliante a quella della Val di Fassa. Monticelli e Covelli ((14), pag. 234) dimostrarono che la stilbite di Maclure e di Brocchi non era altro che mica.

Monticelli e Covelli ((14), pag. 68) riferirono dubbiosamente all' « uranio ossidolato », in base al solo aspetto, delle piccolissime lamelle verdi, con splendore setaceo, rinvenute in una cavità di una lava: doveva, senza dubbio, trattarsi di mica.

Tutte le miche finora rinvenute al Monte Somma e al Vesuvio appartengono alla biotite: anche la *fuchsite*, recentemente menzionata da Morozewicz (49), non è altro che una biotite verde-scura, assai debolmente cromifera.

Sistema cristallino: monoclino.

La biotite del Monte Somma è stata, cristallograficamente, considerata in vario modo: Haüy (9) la ritenne rombica, Phillips (16) e Rose (19) monoclina, Hessenberg (27) romboedrica, e dello stesso avviso furono, allora, per qualche tempo, Kokscharow (28) e vom Rath (32). Che la biotite del Monte Somma sia, in realtà, monoclina fu dimostrato in modo indubbio prima da Hintze (33), poi da Kokscharow (34) e da Tschermak (37)

$$a:b:c = 0.5774:1:1.6452\ ;\ \beta = 90^{\circ}\quad \text{Kokscharow (34)}$$

Le prime misure precise sono state eseguite da Phillips (16), altre, poi, da Rose (19), Marignac (21), Kokscharow ((25) e (34)), vom Rath (32) e Tschermak (37). La serie più completa di misure è quella di Kokscharow (34), che misurò assai esattamente quattro cristalli: dalle misure molto precise che vom Rath (32) ha eseguito su un solo cristallo, si calcola $a:b:c = 0{,}5774:1:1{,}6372\ ;\ \beta = 90^{\circ}$. Hintze (33) ha studiato l'influenza della temperatura sugli angoli di questo cristallo di vom Rath, ed ha trovato variazioni di pochi secondi, che restano nei limiti degli errori di osservazione.

Forme: c{001} b{010} N{110} J{023} l{043} r{021} Y{083} s{031} ξ{0.24.7} x{041} β{051} y{081} q{0.12.1} e{101} g{201} o{$\bar{1}$11} a{$\bar{1}$16} k{114} ρ{$\bar{2}$23} H{$\bar{4}$45} u{$\bar{7}$75} n{$\bar{3}$32} w{$\bar{9}$95} e{$\bar{3}$31} m{$\bar{4}$41} f{$\bar{6}$61} W{229} γ{227} z{113} S{225} p{112} l{554} n{443} M{221} i{994} c{552} σ{10.10.1} d{$\bar{1}$31}.

Delle forme su indicate, Haüy (12) conobbe, secondo l'interpretazione di Kokscharow ((34), pag. 302) $cNgw$, osservate anche da altri, e T{100}, {490} incerte, poichè non confermate in seguito: Phillips (16) $cbtygMpo\zeta d$ ed una forma f^1, considerata da Kokscharow come {3.3.10}, da Miller (22) come γ{227}: poichè f^1 non è stata osservata da altri e γ, invece, non è rara, mi sembra più accettabile l'opinione del Miller, ad onta della differenza di oltre un grado tra la misura di Phillips ($cf^1 = 44^{\circ}44'$) ed il valore teorico ($c\gamma = 43^{\circ}14'$); Marignac (21) $cbNgMueot\xi d$; Miller (22) $cbgtuop\gamma Med$; Kokscharow (25) $cbtMo$; Hessenberg (27) $cbtr\alpha qgMpoend$; vom Rath (32) $cbgoMd$; Tschermak (37) $cbJtYgkHomM$n$pSz\gamma Wd$; Kokscharow (34) $cbgts\alpha$a$ounwel$ Mid e dalle misure di Hessenberg dedusse, tenendo conto della simmetria monoclina e delle geminazioni, $\rho f\zeta\sigma\beta$.

Non tutte le forme su indicate possono considerarsi come sicuramente determinate: non va, anzi, dimenticato, che come tali Des Cloizeaux (in (34) VIII, pag. 21) riteneva per la mica in genere soltanto $comMpz\gamma dtx$.

I cristalli di biotite sono, per lo più, tabulari secondo la base: più rari, e limitati prevalentemente ai blocchi ad humite e diopside giallo, sono quelli all' incirca ugualmente estesi nella direzione degli assi b e c. Specialmente in quelli di colore

bruno-rossiccio o giallo-rossiccio è frequente la comb. *cbMdog*, come è stata figurata da vom Rath e da Tschermak [1]. Alle volte *g* manca; in uno di questi cristalli, a sviluppo piuttosto irregolare, ho osservato *cbMdoq: d* aveva faccette molto piccole. Pure ugualmente estesi secondo *b* e *c* sono i cristalli nei quali Kokscharow (25) determinò la comb. delle forme *cMotb*, in ordine di estensione. La combinazione più comune della biotite del Monte Somma è la *cbM*, qualche volta *cbMo*. Interessante è un grosso cristallo di mica nerastra, largo 10 mm. ed alto 5, che presenta le forme *cMr*, delle quali le due ultime sono presso a poco ugualmente estese: notevole è il fatto che il cristallo è impiantato per una faccia di {001} e che *r* non presenta che le due sole facce (021) e ($0\bar{2}1$).

Molto frequenti sono i geminati secondo la legge: asse di geminazione la normale a {110} [2]. I due individui si sovrappongono l'uno all'altro, in modo da rivolgersi le facce (001) ovvero le ($00\bar{1}$). Tali geminati furono osservati per il primo da vom Rath (35), il quale aveva ammesso che asse di geminazione fosse la normale a *c* e che l'angolo di rotazione fosse di 120°. Tschermak (37) e Kokscharow (34) li descrissero, in seguito, più completamente.

Molto più spesso che in netti cristalli, la biotite si rinviene, poi, al Monte Somma, in lamine irregolari, di colore nero o verde scuro.

La biotite pneumatolitica dei blocchi rigettati dal Vesuvio raramente presenta cristalli nitidi, ben misurabili. Io ne ho studiati alcuni, che accompagnavano il sanidino descritto a pag. 103. Sono di colore quasi nero, a splendore pressochè metallico, ed hanno la forma di esili tavolette, causa il grande sviluppo di *c*: le forme che in essi ho osservato sono *cbMx*: quest'ultima, che io sappia, non era stata finora trovata nella biotite del Vesuvio o del Monte Somma. La combinazione più comune è la *cbM*: in un cristallino bellissimo ho osservato quella, certamente assai rara, *cbx*. I geminati secondo la solita legge non sono rari: i due individui si sovrappongono in modo da rivolgersi le facce ($00\bar{1}$). Questi cristalli permettono misure esattissime, ma che differiscono un po' dai valori teorici di Kokscharow. Così, per (001) : (221) ho trovato 81°6 ½′ — 81°13′ e, come media, 81°10 ½′ (calc. 81°21 ½′): ho anche misurato (221) : ($\bar{2}\bar{2}1$) = 59°9 ½′ (calc. 59°15′), (001) : (101) = 70°28′ (calc. 70°39 ¾′).

Tutte le miche, sia del Vesuvio che del Monte Somma, presentano in grado eminente la caratteristica sfaldatura basale.

Il colore della biotite del Monte Somma è variabilissimo: assai rare sono le varietà quasi incolore, note già a Delamétherie (7): le più comuni sono quelle verdognole, legate per numerosi passaggi a quelle nere. Non frequenti sono le varietà gialle o brune. La biotite pneumatolitica dei blocchi rigettati dal Vesuvio è, come quella delle leucotefriti, delle fonoliti a facies tinguaitica, delle sanidiniti, ecc. pressocchè nera nei cristalli intieri non troppo sottili, bruna più o meno chiara nelle

---

[1]) La figura di vom Rath è stata riprodotta da Hintze, *Mineralogie*, pag. 563: quella di Tschermak da Dana (*Mineralogy*, 6th Ed., pag. 628).

[2]) Come è noto, Tschermak (*Lehrbuch der Mineralogy*, 1881, 1e Aufl.) in seguito ha ammesso come asse di geminazione la normale a [110] giacente nel piano (001), ma Johnsen (48) ha dimostrato recentemente che nulla obbliga a cambiare l'antico enunciato.

laminette molto esili. Nei blocchi racchiusi specialmente dalla lava del 1631 la biotite è di colore rosso mattone, opaca (stilbite di Maclure).

Tutte le biotiti del Monte Somma e del Vesuvio sono miche di prima specie: tutte sono otticamente negative. Covelli (15) ne cita anche di positive, ma deve trattarsi certamente di un errore. La dispersione è $\rho < v$, e generalmente è poco considerevole.

Le determinazioni principali finora eseguite sono le seguenti:

Per l'angolo 2E (biotite del Monte Somma):

Grailich (24) varietà verde pistacchio 0°—1°, verde chiaro, quasi incolora 1°, verde bruna 2°, azzurra 3°, nera 4°; Des Cloizeaux (29) verde 12°3′ (rosso) 12°1′ (azzurro) [1]; Tschermak (37) bruno scura 37°30′ (Na).

Nella biotite bruna della cenere vesuviana dell'aprile 1906 Tertsch (46) ha trovato, oltre cristalli quasi uniassici, anche altri con $2E_r = 43°$ e $2E_{azzurro} = 50°$: nella varietà rosso-arancio ha ottenuto $2E_r = 70°$ e $2E_{azzurro} = 81°$. Nella biotite pneumatolitica che nei blocchi del 1906 accompagnava spesso l'acmite-augite, Lacroix ((47), pag. 75) ha trovato 2E = 40°. In quella pneumatolitica bruna delle pareti delle fenditure della lava del 1631 io ho misurato 2E = 34°: in quella rossa degli inclusi della stessa lava 2E era 53°42′ (luce rossa). Hintze (33) e Tschermak (37) hanno eseguito anche la determinazione dell'angolo che la bisettrice acuta $\mathfrak{a}$ forma con la normale alla base in varie biotiti del Monte Somma [2]):

	Li		Na		Tl		vetro verde		Osservatore
	$\mathfrak{a} \perp c$	2E	$\mathfrak{a} \perp c$	2E	$\mathfrak{a} \perp c$	2E	$\mathfrak{a} \perp c$	2E	
biot.giall.-ross.	—0°35′	6°55′	—1°10′	7°28′	—1°11′	7°55′	—	—	a temp. ord. [3]) Hintze
			1°23′	8°21′					a 178° »
	1°43′	8° 3′	1°38′	8°20′	0°43′	8°49′	—	—	dopo il raffred. »
	vetro	rosso							
» gialla	+0°32′	6°16′	+0°32′	6°24′	—	—	—	—	a temp. ord. Tschermak
» verde-scur.	+0°31′	12°22′	+0°27′	12°48′	+0°30′	13°18′	—	—	» » »
» bruno-scur.	+0°10′	9°21′	+0° 9′	10°23′	—	—	—	—	» » »
» » »	—0° 7′	7°51′	—	—	—	—	—0°3′	8°18′	» » »
» bruna	—0°43′	7°59′	—0°43′	8°10′	—0°42′	9°24′	—	—	» » »

Per gli indici di rifrazione Zimányi (44) trovò (luce del sodio):

	α	γ	$\gamma - \alpha$
biotite bruno giallastra	1.5412	1.5745	0.0333
» verde chiara	1.5443	1.5792	0.0349
» nera	1.5795	1.638 (?)	0.0585 (?)

Tutte e tre queste biotiti provenivano dal Monte Somma. Michel-Lévy (40) aveva misurato, in una biotite della stessa località, $\gamma - \alpha = 0{,}0404$.

Il pleocroismo è assai forte. Come ha osservato Tschermak (37), $\mathfrak{a}$ è giallo chiaro, verde o rosso chiaro, mentre $\mathfrak{b}$ e $\mathfrak{c}$ sono bruno scuri, fino a neri: soltanto

---

[1]) A 171° per la luce rossa diminuisce a 11°5′.

[2]) Col segno + o — si indica che la bisettrice è inclinata in avanti o all'indietro.

[3]) Il cristallo aveva già subito un riscaldamento.

in casi eccezionali è $\mathfrak{a}$ che ha il colore più scuro. Nella biotite rossastra degli inclusi della lava del 1631 io ho trovato $\mathfrak{c}$ = rosso arancio $\mathfrak{b}$ = giallo chiaro $\mathfrak{a}$ = giallo chiarissimo: $\mathfrak{c} > \mathfrak{b} > \mathfrak{a}$. Lo stesso pleocroismo è stato osservato da Tertsch nella biotite rosso arancio delle ceneri del 1906, già ricordata. Lacroix nella biotite pneumatolitica con $2E = 40^\circ$ ha trovato $\mathfrak{c}$ = giallo d'oro scuro $\mathfrak{b}$ giallo chiaro $\mathfrak{a}$ giallo pallido.

Secondo Mierisch (42), la biotite dei blocchi metamorfici del Monte Somma contiene raramente inclusioni, più specialmente di augite, talvolta di olivina, più meno frequentemente di spinello, apatite, ecc.: frequenti sono le inclusioni gassose, rare quelle liquide, con cristallini di NaCl. Mierisch ha osservato anche delle cavità tetraedriformi, somiglianti a quelle che Jeremejew aveva scoperto nella xantofillite e a torto riferito a diamante.

Durezza 2,5: peso spec. 2.864 Berwerth (38), per una varietà nerastra.

Sulle associazioni regolari di biotite e augite vedasi a pag. 150.

Comp. chimica. $(K, H)_2 (Mg, Fe)_2 (Al, Fe)_2 (SiO_4)_3$.

Le analisi finora note sono le seguenti: I di Bromeis (17), varietà grigio-giallastra chiara; II di Chodnew (20), grandi lamine verde nerastre scure; III di Kjerulf (26), cristalli verdi, trasparenti, con un nucleo di quarzo (?) e di augite [1]; IV di Berwerth (38), varietà nerastra, verde in lamine sottili.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	H_2O [2]	F	Indec.	Sa
I	39.75	15.99	8.29	—	—	0.87	24.49	8.78	—	0.75	—	0.10	98.92
II	40.91	17.79	3.00	7.03 [3]	—	0.30	19.04	9.96	—	—	—	—	98.03
III	44.63	19.04	4.92	—	—	—	20.89	6.97	2.05	0.17	—	—	98.67
IV	39.30	16.95	0.48	7.86	0.59	0.82	21.89	7.79	0.49	4.02	0.89	—	101.08

Al cannello le biotiti del Vesuvio e del Monte Somma fondono: l'acido solforico le decompone. La polvere, secondo Kenngott (30), dà forte reazione alcalina, che non è influenzata dall'azione del calore.

Alterazioni. Mierisch (42) ha osservato in un aggregato di augite dei frammenti di una roccia estranea, composta di una massa fondamentale di nefelina, con granuletti di augite, aghetti di melilite e apatite, e grandi cristalli porfirici di augite e di biotite. Questi ultimi si mostrano trasformati nella parte superficiale e nelle fenditure in augite ed in qualche granuletto di pirrotina.

Giacitura. Nei blocchi calcarei metamorfosati del Monte Somma la biotite è uno dei minerali più frequenti: in quelli geodici forma, insieme al pirosseno, le note zone già descritte a pag. 14. Abbondante pure è la biotite nei blocchi completamente silicatizzati, nei quali presenta le associazioni più svariate, che è impossibile particolarmente descrivere [4]. Le varietà bruno-rossicce, giallicce si trovano più comunemente nei blocchi, già descritti, a humiti e pirosseno giallo, ovvero a humiti e forsterite; belle tavole verdi si

---

[1]) Quella mica è considerata da Kjerulf come un probabile prodotto di trasformazione dell' augite.

[2]) Nelle analisi I e III perdita per calcinazione.

[3]) La determinazione del ferro ferroso è stata eseguita da Mitscherlich, Journal für prakt. Chemie, 1862, LXXXVI, 1.

[4]) Alcune sono state descritte da Scacchi (43).

rinvengono nei blocchi di calcite e humite: le varietà nerastre più specialmente con l'augite e l'olivina gialla. Le dimensioni dei cristalli di mica variano moltissimo: da cristallini microscopici si va a delle lamelle che misurano alcuni centimetri.

La biotite pneumatolitica fu osservata nelle cavità dei blocchi e dei filoni di leucotefrite del Monte Somma già da Breislak (8), che ne riconobbe esattamente il modo di formazione: in seguito fu descritta da Scacchi (23), che ve la rinvenne in lamine bruno-rossastre, che raggiungono il diametro di 8 mm., insieme a sanidino ed ematite, ovvero a quest'ultima e anidrite. Laminette dello stesso colore, ma sempre più piccole, si trovano anche sulle pareti delle fenditure della lava del 1631: su quelle che sono spalmate dalla vesbina, si rinvengono, invece, delle laminette minutissime di una biotite bianchiccia, a splendore leggermente madreperlaceo. Nelle geodine dei blocchi rigettati dal Vesuvio nel 1822, Monticelli e Covelli (13) riconobbero anche la mica: Scacchi (18) ritenne che dovesse trattarsi, invece, di ematite, ma è probabile che, almeno in parte, sia stata veramente mica, tanto più che questo minerale è stato rinvenuto nei blocchi doleritici di quell'eruzione da Lacroix ((47), pag. 75) ed anche da me. Nei blocchi del 1872 Scacchi (31) ha osservato la biotite abbastanza spesso, associata specialmente all'anfibolo, alla leucite e all'ematite, ovvero anche alla sodalite: in un blocco era unita alla magnetite e all'apatite. In un aggregato di piccoli frammenti di leucotefrite Scacchi ha trovato le laminette di biotite bianchiccia, in qualche punto impiantate in associazione regolare sui cristalli di augite. Lo stesso Scacchi (41) ha trovato la biotite anche nel blocco nel quale egli scoprì la sellaite e la wagnerite. Nei blocchi del 1906 la biotite è stata piuttosto frequente. Lacroix ((47), pag. 72, 75) l'ha osservata sotto forma di laminette riunite in pile, insieme a microsommite a facies cavolinitica, nelle geodi degli inclusi di un grande blocco rigettato di leucotefrite compatta, e spesso, inoltre, nei blocchi di leucotefriti microlitiche, associata a sanidino, plagioclasi, acmite-augite: laminette quasi incolore, un po' verdastre, con inclusioni di ematite, sono state rinvenute da Lacroix ((47), pag. 86, nota [3])) insieme a sodalite, augite, magnetite e anfibolo. Io ho trovato la biotite, oltre che nei blocchi descritti da Lacroix, anche insieme a sanidino e magnetite; con la enstatite; ecc.

Nella lava del 1631 Scacchi (39) ha trovato inclusi dei blocchi costituiti da augite, biotite ed olivina, nei quali la biotite si presenta in forma di laminette allungate, con le facce appannate e scabre, per essere ricoperte da minutissimi cristallini, tra i quali Scacchi potè riconoscere soltanto la magnetite. La biotite è, in alcuni inclusi, del solito colore bruno-nero, in altri, invece, è rossastra, opaca, piuttosto fragile. Questa seconda varietà, che è la stilbite di Maclure, fu paragonata da Scacchi al rubellano, al quale effettivamente somiglia assai. Con tutta probabilità, si tratta di una biotite alterata dalla lava. Inclusi analoghi sono stati da me osservati nella lava del 1794, ed anche in un blocco rigettato nel 1906: in ambedue la mica somigliava al rubellano. In quelli della lava del 1794 si notavano principalmente forsterite, spinello e mica, in quello del 1906 mica, pirosseno giallo-verdastro e verde scuro, pleonasto e scarsa cuspidina.

Lacroix ((45), pag. 527) considera come segregazioni delle leucotefriti i blocchi di augite e biotite inglobati nelle lave delle eruzioni moderne del Vesuvio: in un blocco trovato nella lava del 1872 vi era notevole quantità di vetro bruno, ed i minerali che lo costituivano erano ricchi in inclusioni vetrose. Allo stesso modo Lacroix ((45), pag. 523) ha interpretato una bomba di Pollena, formata da grandi cristalli di apatite, augite, biotite, avviluppati da anortite, tutti corrosi, ed immersi in un magma vetroso, incoloro, ricco in bacchette di augite, di biotite e in microliti piumosi di plagioclasio.

La biotite, inoltre, è un costituente accessorio delle leucotefriti del Monte Somma e del Vesuvio: si rinviene, poi, al Monte Somma, nei blocchi di leucotefriti a grandi cristalli di leucite; nelle leucititi endomorfizzate (rocce della sarcolite): nelle trachiti micacee; nelle fonoliti a facies tinguaitica; nelle sanidiniti; nelle microsieniti; nelle sommaiti e nelle monzoniti, come risulta dagli studî petrografici di Lacroix (47).

CAOLINO $H_4Al_2Si_2O_9$

1. 1773. J. Ferber, Briefe aus Welschland etc., pag. 222 della trad. francese di Dietrich.

Il caolino si rinviene al Monte Somma ed al Vesuvio come prodotto di alterazione della leucite: già Ferber (1) osservò delle leuciti convertite in una « argilla bianca ».

GARNIERITE

1. 1907. E. Casoria, Annali R. Scuola Superiore di Agric. di Portici, VII.

Osservata per la prima volta al Vesuvio da Casoria, dopo l'eruzione del 1906, sotto forma di una massa « amorfa », di colore verde smeraldo, friabile e con lucentezza resinoide. La polvere è di colore verde chiaro. Un'analisi ha dato:

SiO_2 35.01 NiO 44.75 MgO 5.52 H_2O a 100° 4.53 Perdita al rosso 9.81
Co, Fe, Al, Ca tr. Sa = 99.62

Riscaldata in un tubetto, la garnierite vesuviana perde acqua e annerisce: dagli acidi non è sensibilmente decomposta (Casoria).

Il minerale descritto da Casoria, che per la morte di questi e del Prof. Matteucci, non ho potuto esaminare, sembra appartenere alla garnierite, la quale, però, è fortemente attaccata dagli acidi.

TITANITE $CaTiSiO_5$

1. 1810. V. Ramondini, Memoria letta alla R. Accad. delle Scienze di Napoli il 13 gennaio 1810. Sunto nel Giornale Enciclopedico.
2. 1817. S. Moricand, Bibliothèque univers. de Genève, VI, 193.
3. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 183.
4. 1852. A. Scacchi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze di Napoli, pag. 111.
5. 1857. J. Roth, Der Vesuv, pag. 378.
6. 1858. F. Hessenberg, Mineralogische Notizen, II, pag. 12.
7. 1862. G. vom Rath, Pogg. Ann., CXV, 472.
8. 1866. F. Hessenberg, Mineralogische Notizen, VII, pag. 37.
9. 1886. B. Mierisch, Tschermak's min. petr. Mitth., VIII, 181.
10. 1907. A. Lacroix, Nouvelles Archives du Muséum, (4ᵉ) IX.

Il « semelino » è ricordato già dal Ramondini (1) tra i minerali del Monte Somma: a torto, quindi, si ritiene dal Roth (5) il Moricand (2) come lo scopritore della titanite tra i prodotti del nostro vulcano.

Sistema cristallino: monoclino.

Gli angoli misurati vanno abbastanza d'accordo con quelli calcolati in base alle costanti di Des Cloizeaux, generalmente adottate per la titanite ($a:b:c = 0{,}7547:1:0{,}8543$; $\beta = 119°43'$) e si rende, perciò, inutile il calcolo di costanti speciali.

Forme: $a\{100\}$ $b\{010\}$ $c\{001\}$ $m\{110\}$ $x\{102\}$ $v\{\bar{1}01\}$ $n\{111\}$ $t\{\bar{1}11\}$ $l\{\bar{1}12\}$.

Di queste Monticelli e Covelli (3) conoscevano, a giudicare, almeno, dalla loro fig. 83, *acn*; Hessenberg (6) osservò *amn*, in seguito (8) *amxt*; Lacroix (10) *amxnt*; io ho rinvenuto tutte le forme sopra indicate, delle quali *bvt* sono nuove per la titanite del nostro vulcano.

Le combinazioni note sono le seguenti:

1. *mn* Zambonini.
2. *amn* Hessenberg.

3. *mnt* Zambonini.
4. *acn* »
5. *amxt* Hessenberg.
6. *amnt* Lacroix, Zambonini.
7. *cmnt* Zambonini.
8. *acmn* »
9. *cbmnt* »
10. *acmvnt* »
11. *acmntl* »

I cristalli di titanite del Monte Somma presentano habitus molto diverso a seconda della natura dei blocchi nei quali si rinvengono. Quelli accompagnati da hiortdahlite (guarinite), zircone ecc. nei blocchi costituiti prevalentemente da sanidino, sono spesso, come li ha descritti Hessenberg (8), geminati secondo {100}, molto allungati nella direzione dell'asse *c*, nella quale raggiungono 5 6 mm., e presentano *m* dominante (comb. 5). In generale, sono rotti ai due estremi di *c*, di colore giallo-miele a biondo chiarissimo. Come già notò Hessenberg (8), grande è l'analogia con i geminati di Laach descritti dal vom Rath [1]). Importante anche è la loro grande somiglianza con quelli del Langesund-fjord studiati dal Brögger [2]), che si rinvengono in rocce alcaline somiglianti, per composizione chimica e mineralogica, ai blocchi del Monte Somma nei quali si trova la titanite in questione. I cristalli di titanite a ferro di lancia e quelli con l'abito somigliante a quello indicato da Strüver [3]) per la titanite dei blocchi dei Monti Albani sono molto più frequenti, e si rinvengono nelle sanidiniti pneumatolitiche (come è il caso dei cristalli descritti da Hessenberg (6)), nei blocchi pirosseno-micacei ed insieme alla meionite. Interessanti sono specialmente questi ultimi. Secondo vom Rath (7), « presentano la forma di quelli semplici di Laach », dovrebbero, perciò, mostrare come forme dominanti *mn* e *c*. Io ne ho osservati alcuni, di colore giallo-miele bruniccio, con *n* dominante (comb. 3), altri, giallo-solfo scuro, invece, pure con *n* come forma più estesa, ma somiglianti talvolta quasi esattamente alla citata figura di Strüver, sovente, al contrario, molto più aciculari, con *a* e *c* ridottissimi (comb. 4, 8, 10). Nelle geodi di un blocco calcareo, riempite da sanidino e più scarso anfibolo, ho osservato minuti cristallini un pò verdicci, con le forme *amnt*, delle quali *n* e *t* erano dominanti, mentre *a* e *m* apparivano del tutto subordinate. Nella titanite pneumatolitica dei blocchi del 1906, studiata dal Lacroix (10), ora domina la zona [001] (pag. 76), ora {111} (pag. 91). Ambedue questi tipi sono stati da me trovati in uno stesso blocco di leucotefrite miarolitica, con la leucite quasi completamente trasformata in microsommite, ma, cosa notevole, in geodine molto diverse. In quelle tappezzate da sanidino abbondante, poco anfibolo e poca ematite, la titanite era frequente in cristallini lunghi fino 3 mm. di colore giallo-vino intenso, presentanti la semplice combinazione *mn*, con *m* molto dominante su *n*. Nelle geodine, invece, nelle quali, pur non distando talvolta più di un centimetro da quelle

[1]) Pogg. Ann., 1862, CXV, 466.
[2]) Zeitsch. für Kryst., 1890, XVI, 515.
[3]) Zeitsch. für Kryst., 1877, I, 250, Tav. X, fig. 17.

descritte, il sanidino mancava od era scarsissimo, mentre abbondava la microsommite in bei cristalli, accompagnata da anfibolo ed ematite, la titanite offriva cristallini di solito inferiori ad un millimetro, di colore giallo un po' verdastro, con le forme *cbmnt* (delle quali *b* non è stata finora osservata in altri cristalli di titanite nè del Vesuvio, nè del Monte Somma), riunite nelle due combinazioni 7 e 9; *c* ha grandezza variabile, *b* è sempre affatto subordinata, *t* esilissima, *m* ed *n* grandi, ma *n* domina costantemente su *m*. Alcuni cristalli somigliano alla figura già menzionata di Strüver della titanite laziale, altri, invece, più frequenti, ricordano moltissimo uno dei tipi di titanite del lago di Laach descritti da vom Rath (loc. cit., Tav. IV, Fig. 1ª).

Nelle geodine di un blocco di leucotefrite del Monte Somma ho osservato, insieme a sanidino, anfibolo, ecc., dei bellissimi cristallini trasparenti, di colore brunorossiccio, presentanti la combinazione *camntl*; *c* era esilissima, *a* assai stretta, *n* poco più grande di *m*: anche *t* e *l* erano abbastanza estesi, ma sempre più piccoli di *m*.

Secondo Mierisch (9), la titanite dei blocchi sanidinici è fortemente pleocroica. Il colore è variabile: giallo-miele, giallo-vino, giallo-bruniccio, giallo-solfo scuro, giallo-vino chiarissimo.

Comp. chimica. $CaTiSiO_5$.

Giacitura. Al Monte Somma si rinviene la titanite sopratutto nei blocchi costituiti prevalentemente da sanidino (sanidiniti a sodalite, sanidiniti a leucite [1]), microsieniti, fonoliti a grandi cristalli di sanidino e sanidiniti pneumatolitiche), meno frequentemente in quelli micacei, con pirosseno, mica, ecc. Cristallini di titanite ho rinvenuto nelle geodi di blocchi di pirosseno verde o nero, nelle quali era accompagnata da sanidino, melanite e augite nera aghiforme. Si trova, poi, nelle geodi dei blocchi calcarei, insieme a meionite: spesso la titanite è, anzi, inclusa nei cristalli di meionite. Io ho visto anche lancette alterate di titanite sulla leucite di una geode dei blocchi calcarei. Come costituente accessorio microscopico, Lacroix (10) l'ha osservata nei blocchi di trachite micacea, di trachite fonolitica a sodalite, di fonoliti a facies tinguaitica, di sanidiniti a leucite, di microsieniti nefeliniche e sodalitiche ad idocrasio. Titanite secondaria ha notato lo stesso Lacroix nelle monzoniti.

Titanite pneumatolitica si trova, sempre al Monte Somma, molto raramente nelle piccole cavità di alcuni blocchi lavici fortemente alterati dalle fumarole: è accompagnata da sanidino, ematite, mica e, forse, augite rossastra (A. Scacchi (4)).

La titanite pneumatolitica si rinviene anche nei blocchi rigettati dal Vesuvio nelle sue grandi conflagrazioni. Lacroix ((10), pag. 80) ha trovato cristallini di titanite nelle geodi dei blocchi del 1822, composti di bacchette di sanidino avviluppanti pirosseno e wollastonite, e spesso nei blocchi del 1906. Cristallini giallo d'oro allungati secondo l'asse verticale (comb. 6) ha rinvenuto Lacroix (pag. 76) insieme a sanidino nelle druse di un blocco di leucotefrite microlitica imbevuta di biotite neogenica, e così pure nelle parti miarolitiche di una leucotefrite corrosa, nella quale la leucite era trasformata quasi completamente in microsommite. {111} dominante presentavano, invece, i cristalli di titanite (con le forme *amnx* ecc.) rinvenuti da Lacroix (pag. 91) nei blocchi ad orneblenda, insieme a leucite, magnetite, augite, anortite. Il modo di rinvenirsi dei cristalli da me descritti è stato già ricordato.

[1]) In una sanidinite a leucite, ricca in davyna-microsommite in parte lagrimiforme, ho veduto un bellissimo cristallo di titanite, che raggiungeva 5 mm. nella sua maggiore dimensione, di colore giallo-vino scuro, perfettamente vuoto nell' interno.

DISANALITE $\overset{II}{R}TiO_3 . n \overset{II}{R}(NbO_3)_2$

1. 1908. F. Zambonini, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 134.

Osservata e descritta per la prima volta da me (1).

Sistema cristallino: cubico.

Forme: {100} {110}.

L'unico cristallo determinabile trovato presentava le facce del cubo dominanti e soltanto alcune, sottili, del rombododecaedro. La disanalite si è osservata anche sotto forma di una masserella cristallina, a struttura un po' lamellare. Sfaldatura secondo le facce del cubo. Colore da grigio-ferro a nero-ferro: splendore quasi metallico abbastanza vivo. Durezza 5,5: peso specifico alquanto inferiore a quello del rutilo.

Comp. chimica. $\overset{II}{R}TiO_3 . n \overset{II}{R}(NbO_3)_2$ ($\overset{II}{R}$ = prevalentemente Ca, Fe).

La disanalite del Monte Somma al cannello è infusibile: è attaccata dal bisolfato di potassio, e la massa fusa è colorata in giallo-bruno. La soluzione acquosa del prodotto della fusione, trattata con acqua ossigenata, dà una intensa reazione del titanio. Con le reazioni di Pennington e di Noyes si accertò la presenza nel minerale del niobio e, con i metodi soliti, quella del calcio e del ferro.

Giacitura. Trovata in quantità minima in due frammentini di blocchi calcarei del Monte Somma, accompagnata da forsterite e da mica, in condizioni analoghe a quelle della disanalite di Vogtsburg e di Magnet Cove.

FOSFATI E VANADATI

APATITE $Ca_5(Cl, F)(PO_4)_3$

1. 1823. T. Monticelli, Memoria letta il 10 luglio 1823 alla R. Accad. delle Scienze di Napoli. Atti, II (Parte 1ª) pag. 77.
2. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 178.
3. 1845. A. Scacchi, Napoli e i luoghi celebri delle sue vicinanze, II, 408.
4. 1852. A. Scacchi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze di Napoli, pag. 110.
5. 1872. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, V, N. 22, pag. 26.
6. 1875. A. Scacchi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 77.
7. 1877. G. vom Rath, Verhandl. naturhist. Ver. Rheinl. Bonn., XXXIV, (5ª) IV, 17.
8. 1883. A. Scacchi, Memorie della Società Ital. delle Scienze (detta dei XL), IV, N. 8, pag. 21, 23.
9. 1885. F. Kreutz, Tschermak's min. petr. Mitth., VI, 149.
10. 1886. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Matem. di Napoli, (2ª) I, N. 5, pag. 11.
11. 1886. B. Mierisch, Tschermak's min. petr. Mitth., VIII, pag. 183.
12. 1889. A. Scacchi, Catalogo dei minerali e delle rocce vesuviane ecc., pag. 11.
13. 1890. A. Scacchi, Memorie della Società Ital. delle Scienze (detta dei XL), VII, N. 7.
14. 1893. A. Lacroix, Les enclaves des roches volcaniques.
15. 1906. H. Tertsch, Tschermak's min. petr. Mitth., XXV, 545.
16. 1907. A. Lacroix, Nouvelles Archives du Muséum, (4ᵉ) IX.

Osservata per la prima volta da Monticelli, e descritta in una Memoria (non pubblicata) letta alla R. Accademia delle Scienze di Napoli nel 1822, come riferiscono Monticelli e Covelli (2): la prima descrizione pubblicata fu letta da Monticelli (1) nella seduta del 10 luglio 1823 alla Reale Accademia di Napoli.

Sistema cristallino: esagonale (classe trapezoedrica).

$a:c = 1:0.7340$ Cristalli dei blocchi pirosseno-micacei del M. Somma
$a:c = 1:0.7327$ » » » rigettati del 1872
$a:c = 1:0.7306$ » » » rigettati del 1906

Scacchi (12) per l'apatite del Monte Somma e del Vesuvio dà $(10\bar{1}0):(10\bar{1}1) = 49^\circ 47'$, ma, viste le oscillazioni nei valori angolari che io ho trovato nei cristalli di diversa provenienza, il valore riportato da Scacchi deve considerarsi come teorico. Io, come media di molte misure concordanti, ho ottenuto $(10\bar{1}0):(10\bar{1}1) = 49^\circ 43'$ nei cristalli dei blocchi pirosseno-micacei del Monte Somma, $49^\circ 46'$ in quelli di un blocco rigettato dal Vesuvio nel 1872 [1]) e, finalmente, $49^\circ 51'$ in quelli di un blocco del 1906. In base a questi valori si sono calcolate le costanti surriferite.

Forme: $c\{0001\}$ $m\{10\bar{1}0\}$ $a\{11\bar{2}0\}$ $x\{10\bar{1}1\}$ $s\{11\bar{2}1\}$.

Monticelli e Covelli hanno figurato dei cristalli della lava di Pollena che presentavano la combinazione *mc*; nel 1845 Scacchi (3) ha descritto i cristalli di apatite del Monte Somma come prismi esagonali terminati in piramidi e talvolta modificati da piccole faccette di forme emiedriche: nei suoi successivi lavori, non ha citato che le forme *m* e *x*: *a* ed *s* sono, quindi, nuove per l'apatite del Monte Somma e del Vesuvio.

Le combinazioni note sono le seguenti:

mc Monticelli e Covelli, Zambonini
mx Scacchi, Lacroix, Zambonini
max Zambonini
maxs »
macx »

I cristalli di apatite, sia del Monte Somma che del Vesuvio, sono sempre prismatici, e presentano, nella massima parte dei casi, la comb. *mx*. La comb. *mc* è offerta da dei cristalli prismatici, lunghi fino 15 mm. nella direzione dell'asse *c* e larghi 2 mm., incolori e trasparenti, che si rinvengono nelle geodi di certi blocchi pirosseno-micacei. La comb. *max* l'ho rinvenuta nei cristalli che tappezzano le pareti delle druse di certi blocchi conglomerati del Monte Somma, insieme a piccole augiti verdastre, ed in quelli, talvolta terminati ai due estremi, lunghi 5-6 mm., di rado fino 1 cm. secondo *c*, dei blocchi pirosseno-micacei: è insieme a questi cristalli che si sono osservati quelli che hanno offerto la combinazione più ricca *maxs*. Le forme *a* ed *s*, quando esistono, sono sempre affatto subordinate. Nell'apatite pneumatolitica dei blocchi rigettati dal Vesuvio non si osservano, di solito, almeno con certezza [2]), altre forme che *m* ed *x* [3]). In parecchi dei cristallini del 1906 da me studiati, ho trovato tra *m* ed *x* delle faccette esilissime, difficili a misurare, di una bipiramide esagonale vicinale a $\{10\bar{1}1\}$: per l'angolo $(10\bar{1}0):(h0\bar{h}l)$ ho ottenuto valori oscillanti tra $47^\circ 39'$ e $47^\circ 58'$. In un blocco del 1872 Scacchi (5) ha osservato, insieme a mica, apatite e, forse, acmiteaugite, dei cristallini di apatite « bian-

[1]) vom Rath (7) in questi stessi cristalli ha trovato $(10\bar{1}1):(01\bar{1}1) = 37^\circ 41'$ e $37^\circ 42'$.

[2]) Lacroix ((16), pag. 77) ricorda prismi piccoli, raccorciati, ricchi di facce, nella polvere di una leucotefrite profondamente corrosa, ma non dà ulteriori particolari.

[3]) La fig. 1 del *System of Mineralogy* di Dana, (6th Ed.) pag. 763 corrisponde assai bene all' habitus più comune dei cristalli di apatite, sia del Vesuvio che del Monte Somma: specialmente questi ultimi sono, però, sovente più allungati secondo *c*.

chicci, trasparenti, terminati dalle facce di un prisma dodecagono (?) e da due piramidi esagonali alterne, le cui facce sono inclinate su quelle del prisma di 130°13′ e di 124°20′ ». La prima bipiramide corrisponde a x, per l'altra potrebbe calcolarsi il simbolo {40$\bar{4}$5}, che mi pare, per altro, assai incerto, tanto più che lo Scacchi di tale forma non ha mai più parlato, e che io non ho potuto ritrovare i cristalli in questione. Interessanti sono dei cristalli di un altro blocco del 1872, da me studiati, di colore giallo-vino chiaro, accompagnati da biotite scurissima e da augite nera, piuttosto tozzi, con le forme $m\,a\,c\,x$: la base è abbastanza estesa, a è molto sottile, e x presenta facce discretamente grandi. In alcuni di questi cristalli, quattro facce di x, e, precisamente, (10$\bar{1}$1), (01$\bar{1}$1), (0$\bar{1}$11) e ($\bar{1}$011) sono strette, mentre le altre due, concorrenti allo stesso estremo dell'asse principale, (1$\bar{1}$01) e ($\bar{1}$101), sono molto più grandi, sicchè i cristalli stessi vengono ad acquistare un aspetto rombico assai spiccato.

L'apatite, sia del Monte Somma, che del Vesuvio, è di solito incolora: rarissimi sono i cristalli verdi o cerulei trovati nella lava di Pollena. I cristalli del Monte Somma hanno di solito uno splendore vitreo poco pronunciato: quelli dei blocchi vesuviani hanno, invece, uno splendore quasi adamantino, vivissimo. Lunghi prismi con la parte centrale violacea e pleocroica sono ricordati da Lacroix ((16), pag. 150) nelle monzoniti. Mierisch (11) riferisce che l'apatite del Monte Somma presenta nelle sezioni sottili la solita polvere nera centrale, talvolta non distribuita uniformemente, ma con interruzioni, dimodochè si ottiene una grande somiglianza con l'aspetto microscopico delle alghe filamentose.

In uno dei cristalli dei blocchi del 1906 per i quali ho calcolato le costanti cristallografiche, ho determinato gli indici di rifrazione col seguente risultato:

$$\omega_{Na} = 1.6375 \qquad \varepsilon_{Na} = 1.6336 \qquad (\omega - \varepsilon)_{Na} = 0.0039$$

Comp. chimica. $Ca_5(Cl, F)(PO_4)_3$.

Finora non è conosciuta alcuna analisi completa della apatite del Monte Somma e del Vesuvio. Nei cristalli nitidi di un blocco del 1872 (e precisamente in quelli per i quali si è stabilito il rapporto $a:c$), Scacchi (6) ha trovato 0.29 % Cl. Le determinazioni cristallografiche surriferite ci permettono di farci un'idea della composizione dell'apatite che ci interessa (sopratutto tenendo conto del recente lavoro di H. Baumhauer [1]) e di quello di J. E. Wolff e Ch. Palache [2]), e precisamente di stabilire che i cristalli del Monte Somma sono più fluoriferi di quelli del blocco del 1872 e questi più di quelli del blocco del 1906. Secondo Baumhauer, nell'apatite incolora o quasi gli indici di rifrazione e la birifrangenza crescono al diminuire dell'angolo cx. Non mancano, per altro, eccezioni, ed una è data appunto dai cristalli del 1906, nei quali non vi è corrispondenza, almeno nel senso di Baumhauer, tra l'angolo cx e gli indici di rifrazione. In base ai valori di questi ultimi si dovrebbe, infatti, avere cx = 40°12′ circa, mentre da tutte le misure eseguite di mx seguono per cx valori più piccoli.

L'apatite del Vesuvio e del Monte Somma si scioglie facilmente nell'acido nitrico e dà le solite reazioni di questo minerale.

Giacitura. Monticelli e Covelli (2) conobbero soltanto l'apatite delle cavità di un'antica lava delle vicinanze di Pollena, nelle quali si rinviene, secondo Scacchi (4),

---

[1]) Zeitsch. für Kryst., 1908, XLV, 555.

[2]) Zeitsch. für Kryst., 1902, XXXVI, 447.

insieme a pirosseno, melilite, anortite e mica. Non rara è l'apatite nei blocchi composti prevalentemente di pirosseno e di mica del Monte Somma [1]), e così pure in certi proietti conglomeratici. Rara è nei blocchi a sarcolite, nei quali, talvolta, si presenta in lunghi cristalli molto pleocroici (Lacroix (14), pag. 281). Notevole è il rinvenirsi dell'apatite nei blocchi calcarei metamorfosati insieme ai solfuri metallici e, sopratutto, alla blenda.

Nei blocchi rigettati dal Vesuvio nel 1872 Scacchi (5) rinvenne piccoli cristallini, rari, impiantati sulle pareti delle cellette. Di bellezza veramente straordinaria sono i cristalli di apatite di un altro blocco del 1872, nel quale l'apatite è abbondantissima, ed è accompagnata da ematite e da gesso. Questi cristalli misurano di solito circa 5 mm. secondo *c*, ma arrivano, benchè di rado, fino a circa 10 mm. di lunghezza per 2 di larghezza: sono perfettamente incolori, trasparenti e splendentissimi. Somigliano in modo sorprendente ai più bei cristallini di quarzo di Carrara.

Piccoli cristallini $\{10\bar{1}0\}$ $\{10\bar{1}1\}$ ha trovato Scacchi (10) [2]) anche nel blocco rigettato con la sellaite, la wagnerite, l'anidrite, più volte ricordato. Minuti cristallini giallicci sono stati trovati da me nelle piccole cavità di un blocco con vetro, insieme ad augite nera e biotite scurissima.

Anche nei blocchi rigettati nel 1906 si è trovata non di rado l'apatite. Lacroix (16) l'ha osservata nei noduli a pirosseno o ad orneblenda (pag. 52) e nelle piccole cavità miarolitiche delle leucotefriti doleritiche modificate (pag. 70), ed infine nella polvere di una leucotefrite profondamente corrosa (pag. 77). Io l'ho rinvenuta in cristallini incolori bellissimi, lunghi fino 4 mm. secondo *c*, splendentissimi, nelle cavità miarolitiche di un blocco rigettato, nelle quali è accompagnata dalla enstatite, da mica rossiccia, sanidino, magnetite, anidrite e gesso.

È merito di Scacchi (8) (13) l'aver fatto conoscere la diffusione dell'apatite, in cristalli molto allungati secondo l'asse *c*, nei blocchi ravvolti nella lava del 1631, sia in quelli composti di mica, augite ed olivina, che in quelli costituiti da leucite, augite ed andesina ovvero da augite ed anortite, ecc.

Finalmente, l'apatite è abbastanza diffusa, come costituente accessorio, nelle lave del Monte Somma e del Vesuvio: i caratteri microscopici di quella delle lave del 1881 e del 1883 furono descritti da Kreutz (9), che la rinvenne specialmente nelle parti vetrose e nei grandi elementi di augite, sotto forma di bastoncini o di prismetti, riempiti nella parte centrale da una fine polvere scura, e parzialmente penetrati, talvolta, dal vetro. Si rinviene anche nelle ceneri lanciate dal Vesuvio nelle sue eruzioni: l'apatite di quelle del 1906 fu studiata specialmente da Tertsch (15), il quale ne osservò alcuni cristallini apparentemente pleocroitici, ma potè stabilire che il pleocroismo era dovuto a laminette di ematite intercalate. È notevole che, sia nelle lave che nelle ceneri, secondo gli studi di Kreutz e di Tertsch, l'apatite presenta i suoi cristallini terminati non solo da *x*, ma, spesso, anche da *c*, che è una forma estremamente rara nei cristalli pneumatolitici.

---

[1]) Alcuni di questi blocchi sono delle vere segregazioni delle leucotefriti, e si trovano, infatti, spesso ravvolti da una crosta di queste rocce: ma altri sono del tutto indipendenti dalle leucotefriti. La natura dei primi è stata già riconosciuta dal Lacroix ((14), pag. 523, 527 ecc.).

[2]) Scacchi dà per l'angolo delle facce della bipiramide esagonale con quelle del prisma di uguale ordine 40°18', ma questo angolo corrisponde, invece, a quello che le facce di $\{10\bar{1}1\}$ fanno con la base, che, per altro, in quei cristalli di apatite non è presente.

WAGNERITE $Mg(MgF)PO_4$

(Crifiolite)

1. 1883. A. ed E. Scacchi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag, 281.
2. 1886. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, V, N. 1, pag. 14.

Scoperta e descritta da A. Scacchi, che la chiamò crifiolite (κρύφιος, coperto) perchè i suoi cristalli sono coperti da aghetti di apatite. Scacchi la ritenne un nuovo fluofosfato di magnesio e calcio, monoclino, e ne notò le grandi affinità con la wagnerite. Secondo le mie ricerche, la crifiolite presenta dei caratteri cristallografici e chimici così prossimi a quelli della wagnerite, che non è possibile considerarla come una specie da questa distinta: tutt'al più, ne potrà costituire una varietà.

Sistema cristallino: monoclino.

Forme [1]: $a\{100\}$ $\pi\{101\}$ $w\{\bar{1}01\}$ $u\{\bar{2}11\}$ $e\{011\}$.

Corrispondono rispettivamente alle forme $B\{100\}$, $A\{001\}$, $e\{\bar{2}01\}$, $m\{111\}$, $n\{\bar{1}11\}$ di Scacchi.

Dei cristalli isolati altra volta da A. ed E. Scacchi, uno solo (Fig. 66), lungo e largo 4 mm., con uno spessore di 1,5 mm., aveva delle facce tali da permettere per alcune di esse delle misure approssimative al goniometro a riflessione, misure che ho creduto di controllare e di estendere, attaccando alle facce più estese del cristallo delle laminette di mica, quanto più esattamente mi è stato possibile. I risultati in esteso delle misure, che si riferiscono a spigoli diversi, comparati agli angoli teorici della wagnerite, sono riuniti nella seguente tabella:

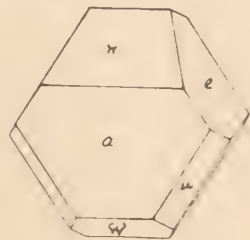



Fig. 66.

	mis.	calc.
$(\bar{1}00):(\bar{2}11)$	= 54° circa mis.	53°42′ calc.
$(100):(011)$	79°56′ 80°1′ 80°56′ media 80°18′	79 44 ½ »
$(100):(101)$	39°15′	40 53 ½ »
$(011):(0\bar{1}1)$	107°33′ 110°35′ [2]) media 109°4′	110 7 »
$(101):(011)$	(58°25′) 60°7′ 61°13′ media 60°40′ [3])	60 36 »

$\{\bar{1}01\}$ non permise che grossolane misure, sufficienti appena per l'identificazione. Per quanto puramente approssimative, tuttavia le misure riferite mostrano con certezza che la crifiolite è cristallograficamente vicinissima alla wagnerite [4]): le differenze, infatti, tra gli angoli trovati nella crifiolite e quelli teorici della wagnerite non sono più grandi di quelli esistenti tra questi ultimi e molti di quelli ottenuti da Brög-

———

[1]) Riferite al sistema assiale della wagnerite: $a:b:c$=1.9145 : 1 : 0.5059 ; β=108°7′ (Miller).

[2]) Questo valore è molto più esatto dell'altro, che sarebbe, forse, da escludersi dalla media.

[3]) Non tenendo conto del valore in parentesi, che è assai meno preciso degli altri due, che concordano bene tra loro.

[4]) Tra le mie misure ed i valori calcolati da Scacchi esistono differenze per lo più considerevoli, che sono spiegabili col fatto che i calcoli di Scacchi si basano sulla misura, fatta al microscopio, di tre angoli piani. Ora, date le dimensioni dei cristalli di crifiolite ed i caratteri fisici delle loro facce, una tale misura non può riuscire che incerta.

ger [1]) nella kjerulfina. Ed alla kjerulfina si avvicinano i cristalli di crifiolite anche per le forme in essi osservate, alcune delle quali, come π e u, non sono state ancora rinvenute nella wagnerite, mentre sono frequentissime nella kjerulfina, secondo Brögger. Caratteristica per la crifiolite è l'assenza nei suoi cristalli dei prismi $\{hko\}$, tanto comuni sia nella wagnerite, che nella kjerulfina: la differenza di habitus che ne risulta dipende, probabilmente, dal modo particolare di formazione della crifiolite.

La durezza della crifiolite, secondo Scacchi, è « quasi uguale a quella dell'ortoclasia »: io credo che possa esprimersi con 5,5, perchè riga l'apatite, ma non l'adularia, ed è, perciò, uguale a quella della wagnerite. Per il peso specifico del minerale vesuviano Scacchi ha dato 2.684, ma col metodo della sospensione io ho trovato, per alcuni limpidi frammentini, 2.98-2.99, dei valori, cioè, assai prossimi a quelli noti per la wagnerite e la kjerulfina, che oscillano tra 2.985 e 3.14. Anche per questi caratteri, quindi, la crifiolite non è separabile dalla wagnerite.

Probabilmente, nella crifiolite esiste una sfaldatura imperfetta secondo $\{100\}$, e dalle laminette che se ne ottengono esce la bisettrice ottusa, un po' inclinata sulla normale alle lamine stesse. Frantumando un piccolissimo cristallo, ho ottenuto casualmente una sezione poco inclinata sulla bisettrice acuta: una misura approssimativa eseguita al microscopio ha dato $2E = 51°$ circa, per la luce bianca (nella wagnerite si ha $2E_r = 44°48'$, nella kjerulfina $2E_r = 60°21'$). Altre osservazioni non ho potuto eseguire per mancanza di materiale adatto: i pochi cristalli meno brutti del minerale non potevano, evidentemente, distruggersi per le ricerche ottiche.

La crifiolite forma dei cristalli di colore giallo-vino od anche, più raramente, bianchiccio, superficialmente trasformati in apatite, e non di rado coperti anche da chiazze rossastre di ossidi di ferro, sicchè appaiono del tutto opachi. I frammentini sono incolori e trasparenti.

Comp. chimica. $Mg(MgF)PO_4$: una parte del magnesio è sostituita dal calcio. Un'analisi eseguita da Scacchi su circa 0,07 g. di minerale ha dato i risultati I [2]), abbastanza concordanti con quelli che Friederici (II) e Rammelsberg (III) hanno ottenuto nella kjerulfina:

	I	II	III
P_2O_5	47.59	42.35	44.23
Mg O	33.72	46.01	44.47
Ca O	14.74	4.81	6.60
F (per diff.)	6.93	5.06	6.23
Fe_2O_3, Al_2O_3	—	0.65	—
$(Na_2, K_2)O$	—	1.54	—
Perdita per calc.	—	—	0.77
Insolub.	—	2.04	—
	102.98	102.46	102.30

La crifiolite conterrebbe un po' più di calcio della kjerulfina, ma è da notare che l'analisi di Scacchi non può considerarsi come troppo precisa, non solo per la quantità

[1]) Zeitsch. für Kryst., 1879, III, 474.

[2]) Corretta da Cathrein: Zeitsch. für Kryst., 1888, XIV, 525. In una determinazione indiretta del fluoro Scacchi trovò 27 % F, ma egli stesso considerò questo valore così elevato come improbabile.

piccolissima di sostanza adoperata, ma anche perchè il metodo adoperato da Scacchi per separare la crifiolite dall'apatite (fusione dei singoli cristalli col sal di fosforo fino ad asportare lo strato esterno di apatite) non dà la garanzia che il materiale sottoposto ad analisi fosse effettivamente privo di apatite.

La crifiolite al cannello fonde: gli acidi nitrico e cloridrico la disciolgono completamente. Con acido solforico svolge acido fluoridrico.

Da tutto quanto si è detto chiaro risulta che la crifiolite ha proprietà cristallografiche, fisiche e chimiche così prossime a quelle della wagnerite (e specialmente della varietà di questo minerale detta kjerulfina, la quale pure si presenta trasformata in apatite), che non è possibile tenerla da questa distinta.

Giacitura. Trovata da Scacchi in un blocco rigettato nel 1872 ed avvolto dalla lava, insieme a sellaite (belonesite), anidrite, mica, apatite, gesso, ecc., già più volte ricordato, La wagnerite si è, senza dubbio, formata per pneumatolisi.

VESBINA

1. 1879. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, VIII, N. 10.
2. 1880. A. Scacchi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 40.
3. 1880. J. S. Stas, Bullet. de l'Acad. Roy. des Sc., des Lett. et des Beaux-Arts de Belgique, I, 93.
4. 1880. A. Scacchi, Transunti R. Accad. dei Lincei, IV, 150.
5. 1889. A. Scacchi, Catalogo dei minerali e delle rocce vesuviane, pag. 11.

Scoperta e descritta da Scacchi (1), che la chiamò *vesbina* dall'antico nome del Vesuvio, *Vesbium*. Forma esili velature sulle pareti delle fenditure della lava del 1631, mescolata a molte altre sostanze, e, specialmente, all'azzurrite, alla sodalite, a una biotite bianchiccia, ecc. Quando è meno impura, appare di colore giallo canario cupo, non di rado è verdognola. L'esame microscopico della polvere non mi ha dato alcun risultato concludente.

La polvere della vesbina si scioglie nell'acido nitrico.

Scacchi ritenne la vesbina il sale di alluminio di un acido derivato da un nuovo elemento, che chiamò vesbio. Stas (3) ritenne probabile che il nuovo elemento dovesse collocarsi tra il molibdeno ed il vanadio. Lo stesso Scacchi (2) e (4), in seguito, fece conoscere che gli ulteriori studì avvicinavano sempre più il suo vesbio al vanadio, e finì col porre la vesbina senz'altro tra i vanadati (5).

Che la vesbina sia senza dubbio un vanadato risulta con certezza dalle nuove esperienze qualitative che io ho istituito su di essa: il comportamento col solfuro d'ammonio e con l'acqua ossigenata è esattamente quello dei composti di vanadio. Unendo a questi fatti l'identità di composizione quantitativa che intercede tra il vesbiato d'argento analizzato da Scacchi ed il metavanadato dello stesso metallo, non possono restare dubbi sulla identità del vesbio e del vanadio. Le altre ricerche da me eseguite, necessariamente assai incomplete, data la rarità della vesbina, mi hanno portato alla conclusione che la vesbina va avvicinata alla carnotite, alla quale molto somiglia per il colore e l'aspetto esterno. Il ravvicinamento che io propongo si fonda, oltre che sulle somiglianze esteriori, sul fatto che nella soluzione del minerale liberata dal vanadio ho potuto, mediante la reazione del ferrocianuro di potassio e dell'idrato di potassio, ottenere indizio non dubbio dell'uranio, indizio che è confermato dalla circostanza che i frammenti sottili della lava del 1631 coperti dalla vesbina presentano una radioattività considerevolmente più elevata di quella dei frammenti di dimensioni presso a poco uguali, ma privi di vesbina.

SOLFATI

AFTITALITE $K_3Na(SO_4)_2 \cdot n\,Na_2SO_4$

(Aftalosa, Glaserite)

1. 1795. G. Thomson, Breve notizia di un viaggiatore sulle incrostazioni Silicee Termali, § 19, Firenze.
2. 1813. J. Smithson, Philos. Trans. of the R. Society of London, pag. 256.
3. 1822. L. A. Necker, Mémoire sur le Mont-Somma, pag. 203.
4. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 316.
5. 1848. G. Guiscardi, Del solfato potassico trovato nel cratere del Vesuvio nel novembre e dicembre 1848.
6. 1855. A. Scacchi, Memoria sullo incendio vesuviano del mese di maggio 1855 etc., pag. 186.
7. 1862. A. Scacchi, Memorie R. Accad. delle Scienze di Torino, XXI, pag. 60 dell'estratto.
8. 1863. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, I, N. 11.
9. 1873. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, V, N. 3, pag. 29.
10. 1874. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, VI, N. 9, pag. 48.
11. 1889. G. Strüver, Rendiconti R. Accad. Lincei, V, 1° sem. 750.
12. 1893. H. J. Johnston-Lavis, Report British Assoc. Advanc. Scienc. Sect. C.
13. 1893. P. Franco, Giornale di miner., crist. e petrogr. diretto dal Dott. F. Sansoni, IV, 151.
14. 1903. E. Casoria, Annali R. Scuola Sup. di Agric. di Portici, (2ª) IV. Recensione nella Zeitsch. für Kryst., XLI, 276.
15. 1906. F. Zambonini, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, XIII, N. 8, pag. 2 e 17.
16. 1907. A. Lacroix, Bulletin de la Soc. franç. de minér., XXX, 222.

Come scopritore dell'aftitalite vesuviana è generalmente indicato Smithson (2), ma a torto, perchè molti anni prima di lui il Thomson (1) ha descritto « l'alcali vegetabile » trovato unito con l'acido solforico a formare degli stillicidî da un'apertura del cono del Vesuvio.

Sistema cristallino: romboedrico.

Scacchi ((6) (7) (8)), fondandosi su esperienze di ricristallizzazione, come pure su quelle eseguite studiando le soluzioni di miscele di solfato di potassio e di solfato di sodio, ritenne che l'aftitalite del Vesuvio, composta appunto dai due solfati, non potesse essere che romboedrica: Strüver (11) dimostrò direttamente il carattere romboedrico dei cristalli vesuviani, avendo potuto accertare che essi sono uniassici. Franco (13) rinvenne cristalli uniassici ed altri biassici, e considerò l'aftitalite come rombica. Io ho studiato numerosi cristalli del 1848, del 1868, del 1870, del 1893 e dell'ultima eruzione, ed ho trovato che essi sono sempre uniassici, ad eccezione di pochi casi, nei quali si ha biassicità poco considerevole, che va considerata come una anomalia. Anche la disposizione delle facce, nei cristalli più completi, va d'accordo con la simmetria romboedrica.

$a:c = 1:1.2849$ Zambonini

Questa costante è stata calcolata dall'angolo $(0001):(10\bar{1}1) = 56°1'15''$, media di sei misure esattissime, oscillanti fra $56°0'$ e $56°2\frac{1}{2}'$, prese in cristalli bellissimi raccolti sul cratere nel gennaio 1870. La mia costante differisce pochissimo da quella di Mitscher-

lich [1]) ($a:c = 1:1{,}2839$) per i cristalli artificiali, si allontana notevolmente, invece, da quella ($a:c = 1:1{,}2879$) calcolata da Bucking [2]) per i cristalli naturali di Douglashall.

Forme: $c\{111\} = \{0001\}$ $m\{2\bar{1}\bar{1}\} = \{10\bar{1}0\}$ $r\{100\} = \{10\bar{1}1\}$ $p\{22\bar{1}\} = \{01\bar{1}1\}$.

I cristalli di aftitalite del Vesuvio sono sempre tabulari secondo c, e spesso non presentano, oltre la base, altra forma che il prisma m. Non di rado mostrano, poi, delle faccette, per lo più irregolarmente disposte, di r e p. In un cristallo del gennaio 1870 si aveva la disposizione delle facce che risulta dalla Fig. 67. Assai sovente, come ha già osservato Scacchi (9), le faccette di r e di p si trovano da una sola parte di c, e, precisamente, da quella parte che è esposta alle emanazioni della fumarola. Questo fatto, però, non ha punto carattere generale. Più che cristalli isolati, l'aftitalite forma degli aggruppamenti a barba di penna, formati da tanti cristallini allungati secondo uno degli spigoli cm, e disposti in due serie, in modo che le direzioni di allungamento dei cristalli di una serie formino un angolo di 120° con quelle dei cristalli dell'altra serie. Specialmente nell'aftitalite del 1892-1893 sono stati frequenti dei cristalli tabulari, nei quali una delle facce della base era piana e regolare, mentre l'altra aveva la struttura a barba di penna indicata, con i diversi individui sia in uno stesso piano, sia disposti a lieve gradinata. Sono questi i gruppi che Franco (13) ha chiamato geminati rombici polisintetici.

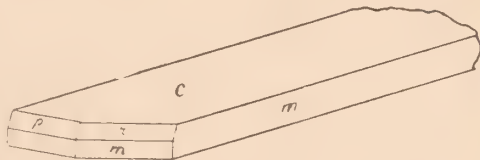



Fig. 67.

Assai più comuni dei cristalli più o meno netti, sono le tavolette irregolari e le masserelle informi, fuse.

Sfaldatura imperfetta secondo c e m.

Il colore dell'aftitalite è assai variabile. Molto rari sono i cristallini perfettamente limpidi ed incolori: di solito le tavolette o le masserelle sono di colore bianco sporco, qualche volta anche bianco niveo. Molto diffuse sono le varietà celesti o verdastre, più rare quelle grigio-scure o azzurrastre. Nell'aftitalite raccolta nel dicembre 1892 ho visto delle tavolette di colore biondo o bruniccio chiarissimo: esse devono il loro colore a minutissime laminette microscopiche di ematite trasparente, col suo colore rosso-sangue caratteristico, disposte in modo che le loro facce di $\{111\}$ sieno parallele alla base dei cristalli di aftitalite nei quali sono incluse. Lo splendore è vitreo nelle varietà più trasparenti: perlaceo o smaltoideo nelle altre.

L'aftitalite è otticamente uniassica, positiva, come ha già trovato Strüver. Tra i cristalli del 1892-93 Franco (13) ne ha osservati anche di biassici, con angolo assiale sempre piccolo, il che lo ha condotto a considerare l'aftitalite come rombica, ed a ritenere l'uniassicità di molti cristalli dovuta alla geminazione polisintetica di numerosi individui rombici. Le idee di Franco, però, non sono accettabili. Tra i cristalli del 1870 io ne ho studiati di perfettissimi, che non mostravano tracce di poligeminazione, e che, quindi, dovevano essere particolarmente adatti per svelare la loro intima struttura: senza eccezione, essi si sono tutti mostrati rigoro-

[1]) Pogg. Ann., 1843, LVIII, 468.

[2]) Zeitsch. für Kryst., 1889, XV, 561.

samente uniassici. Non solo, ma pure esattamente uniassici in tutti i loro punti sono risultati dei gruppi di due cristalli, della stessa epoca, disposti in modo che due loro spigoli *cm* formino un angolo di 60°. Ed altrettanto accade per i cristalli di altre eruzioni. In quelli del **1892-93** io ho trovato la gran maggioranza dei cristalli o degli aggruppamenti perfettamente uniassici, positivi: alcuni, eccezionali, invece, presentavano una biassicità debolissima. Ma non è possibile considerare questi ultimi come la forma monoclina della aftitalite, scoperta da Gossner [1]), poichè in essi non si riscontra affatto la caratteristica divisione in settori di quella forma, ma puramente e semplicemente un tenue sdoppiamento della croce, non più considerevole di quello che tanto frequentemente si osserva nella maggior parte dei minerali romboedrici o esagonali. Grazie alla cortesia del Dr. Johnston-Lavis, ho potuto esaminare anche i cristalli studiati da Franco, e li ho ugualmente trovati uniassici, positivi, sicchè le idee di Franco mancano assolutamente di ogni base [2]).

È opportuno l'insistere sul fatto che tutte le varietà di aftitalite da me studiate sono risultate otticamente positive, anche quelle che contengono quantità notevoli di solfato di piombo o di calcio.

Comp. chimica. $K_3Na(SO_4)_2 . n Na_2SO_4$.

Già Smithson (2) riconobbe che il nostro minerale oltre al solfato di potassio contiene anche quello di sodio. Scacchi (8) considerò l'aftitalite come una miscela isomorfa di solfato di sodio e di potassio. Recentemente, però, Nacken [3]) ha dimostrato che questi due solfati formano un sale doppio, $K_3Na(SO_4)_2$, che può dare soluzioni solide con uno dei suoi componenti, Na_2SO_4.

Monticelli e Covelli (4) trovarono l'aftitalite inquinata dai cloruri e solfati di calcio, magnesio, manganese e rame, ed istituirono, anzi, una varietà di « potassa solfata ramifera e ferro-manganesifera ». Scacchi (9), oltre alle piccole quantità di cloruri e solfati che inquinano l'aftitalite, come pure gli altri minerali delle fumarole, rinvenne nell'aftitalite più specialmente il solfato di calcio e quello di piombo: in alcune varietà anche dei composti basici di ferro. Tutte queste sostanze furono considerate dallo Scacchi (10) come estranee ai cristalli da lui studiati. Io, però, dopo un acccurato esame del materiale migliore del quale ho potuto disporre, non posso associarmi a questa conclusione dello Scacchi, altro che per quel che si riferisce ai solfati o ai cloruri di rame e manganese, ai quali certe varietà di aftitalite devono il loro colore celeste o roseo [4]). Per i solfati di piombo e di calcio, ritengo, invece, che essi si trovino nel nostro minerale allo stato di soluzione solida. Ciò non ha niente di strano: come il sale doppio $K_3Na(SO_4)_2$ dà soluzioni solide con Na_2SO_4, è possibile che ne dia anche con $CaSO_4$ e con $PbSO_4$. Sotto questo punto di vista, io ho studiato principalmente i cristalli del 1892-93: in alcuni di essi il solfato di piombo arriva fino a circa l'8 %, e ciò non ostante con l'esame microscopico il più minuto non ho potuto riconoscere nemmeno tracce di palmierite [5]) o di altro composto allo stato di miscela meccanica. Anche con i liquidi pesanti non ho potuto eseguire una separazione, il che dimostra che le aftitaliti studiate erano certamente omogenee.

---

[1]) Zeitsch. für Kryst., 1904, XXXIX, 155.

[2]) In seguito all'eruzione del 1906, Lacroix ((16), pag. 246) ha osservato dei campioni di blocchi di leucotefriti, le cavità delle quali erano tappezzate da cristalli indistinti di alite e di silvite e da piccoli cristallini di un solfato alcalino roseo, otticamente positivo, con due assi ottici avvicinati: secondo Lacroix si tratta, probabilmente, di una modificazione rombica, analoga a quella del solfato di potassio.

[3]) Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., 1907, Beil-Bd. XXIV, 1.

[4]) Quando quest'ultimo non dipende da inclusioni di ematite.

[5]) La palmierite sarebbe stata facilmente identificabile, per essere otticamente uniassica negativa.

Con lo stesso risultato ho esaminato anche altre aftitaliti: soltanto in quella del 1868 ho potuto accertare l'esistenza della palmierite. Per le aftitaliti cristallizzate contenenti calcio ho eseguito studî più limitati; tuttavia, anche nelle poche di esse che ho esaminato, non mi è stato possibile il riconoscere l'anidrite o qualche altro composto calcico mescolato. Devo, perciò, ritenere che anche il solfato di calcio si trovi disciolto nell'aftitalite.

Nelle varietà grigio-scure o brune, come affumicate, specialmente del 1892-93, oltre al solfato di piombo ho rinvenuto anche, come sostanza che probabilmente determina il colore, un solfato basico di ferro, che resta indisciolto, allo stato di una polvere gialla un po' verdastra, quando l'aftitalite si tratta con acqua. Questo solfato basico di ferro è in piccola quantità, e si scioglie facilmente nell'acido nitrico diluito. Anche per questo composto è probabile che si tratti di una soluzione solida, sia perchè il colore dei cristalli, che sono perfettamente trasparenti, quando non sono troppo spessi, è diluto, sia perchè il microscopio non svela impurezze, oltre poche laminette esilissime di ematite trasparente, rossa.

Nelle varietà di colore azzurro intenso, come quelle del 1868 e del 1872, Scacchi (10) ha mostrato che è contenuto un solfato basico di rame. Secondo le mie ricerche, nella aftitalite del 1868 e del 1872 si tratta certamente di inclusioni: per quella del 1848 [1]), non studiata da Scacchi, ma ugualmente colorata, il colore azzurro cupo non può dipendere da un solfato basico di rame, perchè essa si scioglie nell'acqua non lasciando altro residuo che pochi fiocchi bianchi di solfato di piombo, e nella soluzione non esistono che tutt'al più tracce di rame. Propendo a credere, perciò, che il colore azzurro dell'aftitalite del 1848 sia analogo a quello che presentano certi cloruri alcalini quando vengono esposti all'azione dei vapori di alcuni metalli.

Le analisi principali dell'aftitalite del Vesuvio sono le seguenti: I Smithson (2) del 1794?; II cristalli laminari bianchi, semitrasparenti, raccolti sulle fumarole del cratere nel gennaio 870; III cristalli della lava del 1872 di colore bianco, con vivo splendore margaritaceo; IV cristalli bianchi pennati della medesima lava; V idem, con disposizione pennata meno distinta; VI cristalli di colore bruniccio con qualche punto azzurro della lava del 1868; VII crosta bruniccia della medesima lava; VIII crosta azzurra della medesima lava: tutte queste analisi II-VIII sono state eseguite da Scacchi (10) [2]). Della aftitalite del 1892-93 Casoria (14) ha eseguito le analisi IX fioriture su una scoria vulcanica; X croste verdi sulle scorie; XI stalattiti bianco-verdastre, igroscopiche; XII stalattiti bianche; XIII croste verdi fuse, nell'interno di una scoria [3]).

Inoltre Casoria ha analizzato anche varie miscele di aftitalite e silvite e alite.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
K_2SO_4	79.33	70.39	46.02	50.35	46.01	21.10	32.43	38.64
Na_2SO_4	20.67	26.91	44.46	43.97	46.98	66.28	56.22	32.44
$Ca SO_4$	—	1.46	1.19	4.23	2.54	9.44	9.46	14.02
$Pb SO_4$	—	—	7.30	1.25	3.62	2.26	1.66	14.55
Insol.	—	0.81	—	—	—	—	—	—
	100.00	99.57	98.97	99.80	99.15	99.08	99.77	99.65

[1]) In essa Guiscardi (5) ritenne esistente il berillio, ma senza sufficienti ragioni.

[2]) Sono qui riferite dopo aver eliminato l'umidità e, per lo più, il residuo insolubile.

[3]) Alcuni di questi prodotti sono stati dal Casoria interpretati come solfati acidi, e, certamente, alcune delle sue analisi (per esempio la XI e la XII) non possono essere state eseguite su aftitalite.

	IX	X	XI	XII
K	23.55	23.24	12.78	25.77
Na	11.01	11.31	8.63	2.52
Cl	—	1.22	—	—
SO_4	58.64	57.02	73.09	70.45
Ca	1.04	0.28	—	—
Mg	0.11	—	—	—
Fe	—	1.71	0.51	0.25
Cu	—	0.74	0.78	—
H_2O	5.58	0.41	3.46	—
Insol.	—	4.02	—	—
	99.93	99.95	99.25	98.99

	K	Na	Mg	Ca	Fe	Mn	Zn	Cu	Cl	SO_4	MoO_3	$PbSO_4$	Co
XIII	27.13	2.19	0.14	0.60	2.68	0.11	0.16	1.19	3.04	59.02	0.02	1.14	tr.

Frammenti di scorie	Bi
1.09	tr.

Al cannello l'aftitalite fonde: nell'acqua si scioglie, lasciando spesso un residuo di solfato di piombo.

Giacitura. L'aftitalite si rinviene al Vesuvio nelle fumarole a sali di potassio e sodio, sia del cratere, che delle lave. Fu osservata dal Thomson nel 1794, e ritrovata, poi, dopo l'incendio del 1822. In quantità considerevole e cristallizzata si formò, in seguito, nel cratere nel novembre e dicembre 1848, e fu descritta da Guiscardi (5), poi, pure abbondantemente, tra la fine del 1869 ed il principio del 1870 [1]). Sulle lave fu osservata la prima volta da Scacchi nel novembre 1868, in una sola fumarola, nella località *le Novelle*, e più tardi sulla lava del 1872. Bellissime lamine e masserelle si sono formate, più recentemente, sulla lava nell'Atrio del Cavallo, dal novembre 1892 ai primi mesi del 1893, e vennero accuratamente descritte da Johnston-Lavis (12). Dopo l'ultima eruzione dell'aprile 1906, l'aftitalite fu rinvenuta da me (15) e da Lacroix (16) sulle fumarole degli orli del cratere.

L'aftitalite si trova alle volte al Vesuvio anche come deposito secondario. Così, Necker (3) nella grande grotta del 1817 trovò, pendenti dalla volta o sulle pareti, delle stalattiti mammellonari, di colore bianco-niveo, costituite da un sale doppio di potassio e sodio; il Necker le considerò formate per opera delle acque piovane che, dopo aver lavato le ceneri dei fianchi del cono, si riunirono sulla sommità della volta della grotta, e, filtrando attraverso i materiali porosi che la costituivano, lasciarono lentamente deporre l'aftitalite. Origine analoga hanno certe masserelle saline, fistolose o tubulari, costituite prevalentemente, almeno in alcuni punti, da aftitalite, e rinvenute nel 1908 nei pezzi delle macchine della stazione della funicolare, che era stata distrutta nel 1906 e rimasta per due anni sepolta tra i materiali vulcanici. L'aftitalite formava delle crosticine, in qualche punto, specialmente in certe piccole cavità, anche dei cristallini mal formati, in alcuni dei quali ho potuto riconoscere le forme $cmrp$: questi cristallini avevano habitus prismatico secondo m e la base piccola o mancante.

---

[1]) Quantunque non si sia presentata in forme distinte, l'aftitalite deve essere stata presente anche tra i prodotti dell'incendio del 1855, poichè per ricristallizzazione di alcune sublimazioni saline di quella eruzione, Scacchi ottenne bellissimi cristalli di aftitalite (6).

Osservazione. Scacchi ((6) (7) (8)) ha studiato molto accuratamente i cristalli di aftitalite ottenuti per cristallizzazione delle mescolanze saline delle fumarole del 1855: ha eseguito anche studî meno completi su quelli delle eruzioni successive. Per ricristallizzazione di alcune croste fuse, di colore grigio bluastro esternamente, bianco internamente, raccolte sulle fumarole dell'orlo del cratere nel luglio 1906, io (15) ho ottenuto dei piccoli cristallini della forma monoclina del solfato sodicotripotassico, finora non osservata in natura.

THÉNARDITE Na_2SO_4

(Pirotecnite)

1. 1815. T. Monticelli, Descrizione dell'eruzione avvenuta nei giorni 25 e 26 dicembre dell'anno 1813, pag. 37 della 2ª ed.
2. 1818. T. Monticelli, Rapporto del Segretario perpetuo della R. Accad. delle Scienze sulla eruzione del Vesuvio del dì 22 a 26 dicembre 1817. Opere dell'Abate Monticelli, II, 49.
3. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 289.
4. 1850. A. Scacchi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 27.
5. 1855. A. Scacchi, Memoria sullo incendio vesuviano del mese di maggio 1855 ecc., pag. 187.
6. 1887. A. Scacchi, Catalogo dei minerali vesuviani. Lo Spettatore del Vesuvio e dei Campi Flegrei. Neues Jahrb. für Min. Geol. u. s. w., 1888, II, 138.
7. 1908. E. Casoria, Annali R. Scuola Sup. di Portici, VIII.

Il primo che abbia fatto conoscere l'esistenza di sublimazioni saline vesuviane costituite esclusivamente od in gran prevalenza da solfato di sodio è, probabilmente, il Monticelli, il quale nel 1815 (1) descriveva la « soda solfata terrosa e polverolenta, biancogrigiastra, raccolta efflorescente sulla superficie delle lave ». In seguito (2), lo stesso Monticelli scriveva che la volta ed alcune delle pareti di una grotta dalla quale era sgorgata la lava durante l'eruzione del 1817 erano state « cariche di un sale a grana fina (solfato di soda) [1] ». Ma, caso veramente singolare, di queste sue osservazioni il Monticelli si dimenticò, e nel *Prodromo* (3) è affermato, che la soda solfata « non si è trovata finora isolata, o almeno in proporzione predominante ne' miscugli salini del Vesuvio ». Spetta ad Arcangelo Scacchi (4) il merito di aver riscoperto la thénardite isolata al Vesuvio: nel febbraio del 1850 egli osservò su alcune fumarole « scarsi depositi di bianche concrezioni fatescenti » che risultarono formate di *solo* solfato sodico. Cinque anni più tardi, dalla soluzione acquosa di alcuni miscugli salini formatisi in seguito all'eruzione del 1855, lo stesso A. Scacchi (5) otteneva dei cristalli di solfato sodico anidro, per il quale proponeva il nome di *pirotecnite*, non avendo posto mente, come scrisse più tardi (6), che il Casaseca per quel composto aveva già introdotto nella scienza il nome di Thénardite. Nei suoi cristalli, Scacchi osservò le forme $o\{111\}$, $r\{101\}$, $m\{110\}$, $s\{131\}$: dominante era $\{111\}$. Come angoli fondamentali assunse $(111):(11\bar{1}) = 59°21'$ e $(111):(1\bar{1}\bar{1}) = 74°36'$. Disgraziatamente, di tutte le notizie riferite sulla thénardite del Vesuvio si diffusero solo quelle dovute a Scacchi per i cristalli artificialmente ottenuti, sicchè si è creduto da molti che l'esistenza del solfato sodico libero tra i prodotti delle fumarole vesuviane non fosse dimostrata, tanto più che lo stesso Scacchi nei suoi *Cataloghi* non ha più accennato alle sue osservazioni del 1850.

Recentemente, il Casoria (7) ha descritto una « massa polverosa salina di color bianco », che è mescolata a pochi frammenti di scoria lavica, e che si è formata in seguito

---

[1] In realtà, però, si trattava, con tutta probabilità, di aftitalite, come risulta dal lavoro di Necker sopra riferito.

all'eruzione del 1906. La composizione chimica ne è la seguente:

Na 26.77 K 6.84 Cl 0.18 SO_4 64.03 H_2O 1.34 Scoria 0.83 Sa = 99.99 .

L'analisi è interpretata dal Casoria così:

Na_2SO_4 82.26 K_2SO_4 15.27 Na Cl 0.30 H_2O 1.34 Scoria 0.83 Sa = 100.00

Non essendo stata eseguita nessuna indagine microscopica, non è escluso che la sostanza analizzata dal Casoria anzichè thénardite, sia stata un'aftitalite particolarmente ricca in sodio.

MASCAGNITE $(NH_4)_2SO_4$

1. 1813. J. F. L. Hausmann, Handbuch der Mineralogie, II, 1181.
2. 1907. A. Lacroix, Bulletin de la Soc. franç. de Minér., XXX, 264.

Il solfato anidro di ammonio (mascagnite) è stato ricordato per la prima volta da Hausmann (1) tra i sublimati delle lave e del cratere. Nè Monticelli e Covelli nel *Prodromo*, nè Scacchi nei suoi *Cataloghi* ne parlano. Recentemente, Lacroix (2) ha notato che le croste compatte o finemente cristalline, ricche in cloruri di potassio e di sodio, che si rinvenivano sulla lava di Boscotrecase mescolate a clorammonio, dopo l'eruzione del 1906, contengono dei solfati, che esistono, almeno in parte, « sous forme de sulfate d'ammoniaque *(mascagnite)*, qui se sublime avec le salmiac, quand on chauffe dans un tube le mélange des sels ». Io non posso che confermare queste osservazioni del Lacroix, ma non credo di poterne dedurre senz'altro l'esistenza (del resto probabilissima) della mascagnite come specie mineralogica definita tra i sublimati delle lave dell'ultima eruzione.

ANGLESITE Pb SO_4

1. 1877. A. Scacchi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 226.
2. 1883. G. Freda, Rendiconto R. Accad. delle Science Fis. e Mat. di Napoli, pag. 292.
3. 1906. F. Zambonini, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, (2^a) XIII, N. 8, pag. 14.
4. 1907. A. Lacroix, Bulletin de la soc. franç. de minér., XXX, 237.

Osservata e descritta per la prima volta da A. Scacchi [1] (1).

Sistema cristallino: rombico.

Forme: *a*}100{ *c*}001{ *d*}102{ *o*}011{.

I cristalli di anglesite del Vesuvio sono stati rinvenuti da me (3) nel giugno 1906 nelle fumarole del gran cono, in vicinanza della galena. I cristalli da me studiati presentavano le tre forme *ado*, riunite nelle due combinazioni *do* e *doa*. Le forme dominanti erano }102{ e }011{; }100{, quando esisteva, era sempre sottilissimo. Per lo più, *d* e *o* avevano presso a poco la stessa grandezza, il che conferiva ai cristalli un habitus ottaedrico caratteristico: decisamente rari erano i cristalli allungati secondo l'asse *a*, nei quali }011{ dominava fortemente su }102{. Io ho osservato altri

[1]) A. Scacchi aveva, per altro, annunziata come probabile la presenza del solfato di piombo in piccole quantità tra i prodotti vesuviani già alcuni anni prima, quando aveva descritto delle varietà di aftitalite contenenti Pb SO_4 (Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, 1873, V, N. 3, 34, e 1875, VI, N. 9, 54).

cristalli di anglesite, spesso riuniti in gruppi in associazione parallela, accompagnati da un solfato basico di rame di color verde-smeraldo, trovati sul principio del 1907 in prossimità della cotunnite. I nuovi cristalli di anglesite erano tutti aciculari, allungati secondo l'asse *b*, e presentavano la combinazione *doc*, con *c* molto sottile.

I cristalli del 1906 hanno, di solito, un colore violaceo chiarissimo, raramente sono incolori, talvolta un po' giallicci ovvero verdicci: lo splendore è piuttosto resinoso o vitreo. Quelli del 1907 sono, invece, incolori e possiedono un vivo splendore adamantino.

Generalmente, però, l'anglesite non si rinviene al Vesuvio in netti cristalli, ma, invece, sotto forma di crosticine terrose e di tubercoletti di colore verdiccio, mescolata a parecchi altri minerali [1]). Scacchi (1) l'ha osservata in una fumarola della lava del 1868, molto attiva sedici mesi dopo l'incendio, nella località detta *le Novelle*, ed in una fumarola apertasi nello stesso luogo nella lava del 1872, che si conservava, dopo più di cinque anni, ancora infuocata. Sulla lava del 1872 lo Scacchi trovò anche dei cristalli pinnati, somiglianti per forma all'aftitalite, e composti di solfato di piombo, che egli ritenne rappresentare una pseudomorfosi di anglesite su aftitalite. È più probabile, però, che si tratti di pseudomorfosi su palmierite.

Secondo Lacroix (4), l'anglesite vesuviana dovrebbe la sua origine all'azione dell'acqua sulla palmierite, che ne verrebbe decomposta con formazione di un residuo insolubile di solfato di piombo, la cristallinità maggiore o minore del quale dovrebbe, probabilmente, dipendere dalla temperatura alla quale si effettua la decomposizione. Secondo me, questa ipotesi di Lacroix può applicarsi all'anglesite rinvenuta da Scacchi sulle fumarole delle lave, in parte associata, come la palmierite, all'aftitalite, ma non può davvero estendersi ai cristalli studiati da me, rinvenuti in fumarole nelle quali in nessun momento si è potuta constatare l'esistenza della palmierite. Per quei cristalli, il modo più probabile e più semplice di formazione resta quello già indicato da me, la reazione, cioè, fra acido solforico e cloruro di piombo.

Benchè assai raramente, pure l'anglesite s'incontra anche nei blocchi calcarei del Monte Somma, come prodotto di alterazione della galena, mescolata ad ossido ferrico, sotto forma di una sostanza terrosa, di colore bruno-ocraceo (Freda (2)).

PALMIERITE $3(K, Na)_2SO_4 . 4PbSO_4$?

1. 1907. A. Lacroix, Compt. rend., CXLIV, 1397: anche Bulletin de la soc. franç. de Minér., XXX, 234.
2. 1908. A. Lacroix, Bulletin de la Soc. franç. de Minér., XXXI, 261.

Scoperta da Lacroix (1), che la chiamò *palmierite* in onore di Luigi Palmieri, così benemerito degli studî vesuviani.

Sistema cristallino: esagonale o romboedrico.

Piccolissime laminette a contorno rigorosamente esagonale, somiglianti per l'aspetto al sassolino, fortemente birifrangenti, uniassiche e otticamente negative. Il peso specifico è maggiore di quello dello ioduro di metilene.

---

[1]) Di queste miscele Scacchi (1) ha pubblicato varie analisi, che credo inutile riferire qui in esteso.

Comp. chimica. Secondo Pisani (in Lacroix (1)), è la seguente, deduzione fatta di 22.59 % di sostanza insolubile e di 2.64 % di NaCl:

SO_3 29.4 PbO 54.8 K_2O 12.3 Na_2O 3.5 Sa = 100.00

Da questa analisi, Lacroix (1) dedusse la formula $(K, Na)_2SO_4 . PbSO_4$, ma riconobbe in seguito (2) che i dati analitici sono in disaccordo troppo stridente con quelli richiesti dalla formula suddetta per poterla accettare, e notò che in accordo meno peggiore con l'analisi sarebbe la formula $3[(Na, K)_2SO_4] . 4 PbSO_4$. Data la piccola quantità di sostanza adoperata ed il metodo seguito per isolarla dall'aftitalite entro la quale si trova (trattamento accurato con acqua, che scioglie l'aftitalite ma decompone la palmierite), Lacroix ritiene ancora aperta la questione della composizione chimica precisa della palmierite. Secondo me, questo minerale non rappresenta, probabilmente, che una soluzione solida di aftitalite e solfato di piombo, particolarmente ricca in quest' ultimo, come risulta da quanto si è detto a proposito dell'aftitalite.

La palmierite fonde facilmente al cannello, e si scioglie nell'acido nitrico. L'acqua, specialmente a caldo, la decompone, con formazione di un residuo insolubile di anglesite.

Giacitura. Osservata da Lacroix come prodotto delle fumarole ad alta temperatura di una colata di lava messa a nudo per alcuni metri sull'orlo del cratere nell'estate del 1906, e che, in seguito, precipitò nel cratere stesso. La palmierite si presentava sotto forma di laminette incluse nell'aftitalite.

A. Scacchi [1]) aveva trovato che certi tubercoletti verdi di una fumarola della lava del 1868, apertasi nella località *le Novelle*, erano formati per la maggior parte di solfato sodico-potassico e contenevano 37,80 % $PbSO_4$. L'esame microscopico di alcuni di questi tubercoletti mi ha permesso di constatare che essi sono costituiti in gran parte da cristallini di palmierite, con le proprietà descritte da Lacroix. Uno di essi ha permesso una misura approssimativa dell'angolo della base con un romboedro, smussante gli spigoli di combinazione tra la base e un prisma esagonale. Ho trovato 52 ½° circa, e perciò quel romboedro corrisponde a quello fondamentale della aftitalite. Questa osservazione dimostra l' isomorfismo della aftitalite e della palmierite, e conferma che quest'ultima non rappresenta che un'aftitalite particolarmente ricca in solfato di piombo. A seconda della quantità maggiore o minore di quest'ultimo, il segno ottico è negativo o positivo.

ANIDRITE $CaSO_4$

1. 1852. A. Scacchi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze di Napoli, pag. 110.
2. 1855. A. Scacchi, Memoria sullo incendio vesuviano del mese di maggio 1855 ecc., pag. 191.
3. 1857. J. Roth, Der Vesuv und die Umgebung von Neapel, pag. 364.
4. 1874. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, VI, N. 9, pag. 57.
5. 1878. P. Groth, Die Mineralien-Sammlung der Kaiser-Wilhems-Universität, Strassburg, pag. 142.
6. 1886. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, (2ª) I, N. 5, pag. 9.
7. 1889. A. Scacchi, Catalogo dei minerali e delle rocce vesuviane ecc., pag. 9.
8. 1907. A. Lacroix, Nouvelles Archives du Muséum, (4ª) IX, 77.
9. 1907. A. Lacroix, Bulletin de la Soc. franç. de Minér., XXX, 246.

Osservata e descritta per il primo da A. Scacchi (1).

Sistema cristallino: rombico.

Gli angoli da me osservati concordano così bene con quelli calcolati in base alle

---

[1]) Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, 1877, 226.

costanti di Hessenberg ($a:b:c = 0.8933:1:1.0008$), da rendere del tutto inutile il calcolo di un rapporto assiale speciale per i cristalli del Vesuvio [1]).

Forme: *a*}100{ *b*}010{ *c*}001{ *r*}101{ φ}106{ *o*}111{ (orientazione di Grailich e Lang [2])).

φ è nuova per l'anidrite: le altre forme erano state già tutte osservate da A. Scacchi (4).

I cristalli di anidrite rinvenuti da Scacchi (4) in alcuni blocchi rigettati durante l'eruzione del 1872 erano tabulari secondo *c*, e presentavano la combinazione *cabro*. Quelli studiati più tardi (6), e trovati nel blocco già descritto con la sellaite (belonesite) e la wagnerite (critiolite), erano pure tabulari secondo la base, ed offrirono le forme *cabr*. Io li ho riesaminati, ed ho constatato che il pinacoide più sviluppato è realmente la base (presenta, infatti, uscita della bisettrice ottusa): i cristalli sono ora allungati secondo l'asse *b* (Fig. 68), ora, al contrario, secondo l'asse *a*. Presentano, di solito, la comb. *cbr*, raramente si osserva *a* con facce natu-

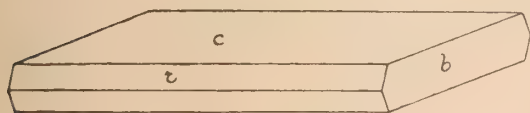
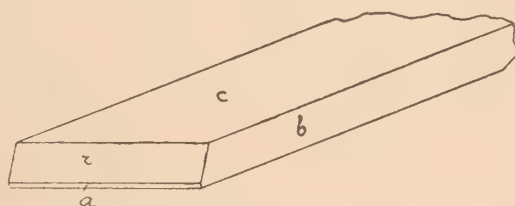



Fig. 68. Fig. 69.

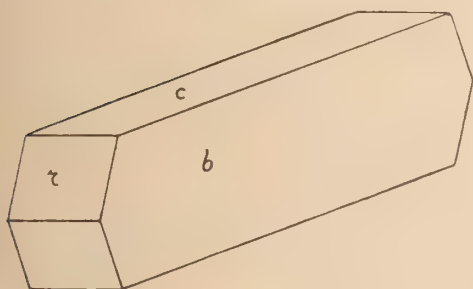
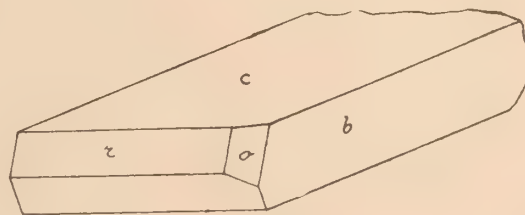



Fig. 70. Fig. 71.

rali, sempre esilissime. In taluni cristalli, come in quello della Fig. 69, }101{ presenta ad un estremo dell'asse *a* una sola faccia. Bei cristalli di anidrite io ho trovato in alcuni blocchi rigettati durante l'eruzione del 1906. Lacroix ((8) e (9)) li descrive assai brevemente, come tabulari secondo }010{: nell'unico cristallo completo che ha potuto isolare non ha riscontrato, oltre }010{, altre forme che }001{ e 100{. I cristalli da me studiati raggiungono fino 15 mm. nella loro massima estensione: sono tabulari ora secondo }001{, ora, invece, secondo }010{. Le forme che io ho osservato sono *cbaro* (comb. *cbr*; *cbro*; *cbar*): alcuni sono identici alla Fig. 68, altri, non rari, sono rappresentati dalla Fig. 70. Nel cristallo della Fig. 71 tra (111) e (101)

[1]) Allo stesso risultato era giunto Scacchi nel 1874. Nel suo lavoro del 1886 (6), Scacchi riferì di aver trovato per l'angolo (001):(101) dei valori oscillanti tra 48°30′ e 48°18′, un po' diversi, quindi, dal teorico secondo Hessenberg (48°15′). Devo notare, però, che avendo misurato i più belli e perfetti dei cristallini studiati da Scacchi, ho ottenuto dei valori che non differiscono più di 2′ da quelli calcolati da Hessenberg.

[2]) Adottata dal Dana, *System of Mineralogy*, 6[th] ed., pag. 910.

ho constatato l'esistenza di una faccetta strettissima, che ha permesso discrete misure. Per l'angolo di questa faccia (hkh) con (101) ho trovato 4°42', dal quale valore seguirebbe il simbolo }818{ ((818):(101) = 4°46' calc. in base alle costanti di Hessenberg), di una forma finora ignota nell'anidrite. Quantunque anche in un altro cristallo io abbia osservato una faccetta di posizione prossima a }818{, pure credo opportuno considerare la nuova forma, che probabilmente non è che una vicinale a }101{, come incerta. Le facce di }101{ e di }111{ sono spesso striate parallelamente al loro spigolo di combinazione con }010{, e, talvolta, la striatura è così profonda, da dare alle loro facce un aspetto leggermente fibroso. Nei cristalli del 1872 trovati insieme alla sellaite ed alla wagnerite, Scacchi (6) ha notato una sottile striatura su }001{ parallela all'asse b.

Geminati secondo }101{ sono stati descritti da Scacchi (6), che li rinvenne nel blocco più volte citato con la sellaite, ecc.

L'anidrite del Monte Somma si presenta sotto forma di cristalli tabulari secondo la base, nei quali di solito non si rinvengono altre forme che i tre pinacoidi di sfaldatura. In un solo cristallo ho osservato una faccia abbastanza nitida di un doma φ }106{, ben determinato dall'angolo che fa con una faccia di sfaldatura di }100{:

(100):(106) = 79°12' mis. 79°25' calc.

L'anidrite dei blocchi rigettati dal Vesuvio è incolora, biancastra, leggermente gialliccia ovvero alquanto bluastra: da perfettamente trasparente a translucida. L'anidrite del Monte Somma l'ho vista soltanto incolora e trasparente.

Durezza 3.5. Il peso specifico di un bel cristallino dei blocchi del 1906 è 2.933 (determinato col metodo della sospensione): questo valore è notevolmente più basso di molti di quelli dati finora per l'anidrite di altre località [1]).

Comp. chimica. $CaSO_4$. Nell'acido nitrico si scioglie.

Giacitura. Osservata da A. Scacchi (2) nei blocchi rigettati del 1822 e nelle cellette delle scorie dei piccoli coni eruttivi apertisi nel 1855 presso la base del gran cono, scorie che dopo essersi consolidate avevano sofferto una nuova fusione. In seguito, lo stesso Scacchi (4) l'ha rinvenuta in alcuni proietti del 1872, accompagnata sempre da oligisto e, spesso, da cloruro di calcio, ed in uno associata a ematite, mica, gesso, apatite, sellaite, wagnerite, ecc. Lacroix (8) ricorda un blocco di leucotefrite rigettato durante l'eruzione del 1906, con la leucite quasi completamente trasformata in microsommite, nel quale egli ha osservato plaghe abbastanza grandi di anidrite. Lo stesso minerale è stato trovato dal Lacroix in altri blocchi le cui cavità sono tappezzate da lamelle di biotite, sulle quali sono impiantate delle grandi lamine trasparenti di anidrite. In un altro lavoro (9), Lacroix ha descritto due blocchi bollosi di leucotefrite con la leucite intatta, nelle cavità dei quali si vedono belle tavole di anidride che raggiungono 1 cm. nella dimensione più estesa, accompagnate da cristallini indeterminabili di una miscela di solfati e cloruri alcalini e da laminette di ematite. In quest'ultimo tipo di blocchi sono stati trovati i cristalli di anidrite che io ho studiato. Nel 1874 Scacchi (4) scriveva di non aver mai osservato l'anidrite nelle fumarole delle lave: Hoppe-Seyler, però, raccolse sulla lava (di epoca indeterminata) un deposito bianco, grappolare, che Groth (5) riconobbe costituito da anidrite.

[1]) Per es., per l'anidrite di Aussee il peso spec. è 2.956, per quella di Stassfurt 2.985, ecc. Non mancano, però, valori inferiori a quello da me trovato per l'anidride del Vesuvio: Dana come limite inferiore dà 2.899.

Nei proietti lavici delle eruzioni preistoriche del Monte Somma si rinviene l'anidrite: Scacchi (1) l'osservò in « vistosi cristalli laminari », insieme a mica ed ematite. Roth (3) afferma che questo minerale si trova lamelloso anche nei blocchi calcarei del Monte Somma, ma Scacchi (7) non ricorda questa giacitura, che io non ho avuto occasione di osservare, e che è, quindi, da considerare come problematica [1]).

L'anidrite del Vesuvio e del Monte Somma finora trovata deve sempre la sua origine a fenomeni di pneumatolisi, come Scacchi ha ritenuto per il primo.

BASSANITE $CaSO_4$

Tra i blocchi rigettati durante l'eruzione dell'aprile 1906 non sono stati rari dei frammenti di leucotefriti, molti somiglianti ad alcuni di quelli che si rinvengono nei tufi del Monte Somma, nelle piccole cavità dei quali erano contenuti dei cristalli bianchi, opachi, abbastanza grandi (raggiungevano anche 1 cm. nella loro maggiore dimensione), aventi la forma ordinaria dei cristalli di gesso, ma privi di acqua. Il loro esame approfondito mi ha permesso di stabilire che essi sono stati trasformati, per l'azione del calore al quale sono stati esposti, in una modificazione del solfato di calcio anidro diversa dalla anidrite. Si ha a che fare, perciò, con un nuovo prodotto naturale, per il quale propongo il nome di *bassanite*, in segno di affettuosa gratitudine verso il Prof. Francesco Bassani, che con grande benevolenza ha incoraggiato i miei studî.

I cristalli di gesso disidratato dei quali trattiamo si sgretolano abbastanza facilmente tra le dita, e, se si esaminano al microscopio, risultano costituiti da esilissimi aghetti molto allungati, riuniti in associazione parallela, che presentano costantemente estinzione parallela, con birifrangenza piuttosto debole, notevolmente più bassa di quella della anidrite. La direzione di allungamento è sempre positiva. I cristalli studiati risultano, poi, perfettamente puri ed omogenei.

Mediante il tetrabromuro di acetilene diluito col toluolo ho determinato il peso specifico di un gran numero di minuti frammentini del nuovo minerale, ed ho trovato valori molto concordanti, oscillanti tra 2,69 e 2,76: il maggior numero dei frammenti si avvicina a quest'ultimo valore. La bassanite ha, perciò, un peso specifico molto inferiore a quello dell'anidrite (2,899-2,985), dalla quale, quindi, si differenzia nettamente.

Immersa nell'acqua, anche dopo tre giorni la bassanite si mantiene inalterata, almeno in gran parte. Riscaldata al rosso vivo, la bassanite si trasforma in anidrite, ben riconoscibile per le sue proprietà ottiche caratteristiche.

Come è noto, Lacroix [2]), disidratando artificialmente il gesso, ha ottenuto due modificazioni del solfato di calcio diverse dall'anidrite: una triclina e l'altra esagonale, otticamente positiva. A quest' ultima potrebbe, forse, riferirsi la bassanite, la quale, però, se ne distingue perchè essa, a differenza del minerale vesuviano, in contatto dell' acqua si trasforma rapidamente, come la triclina, in gesso. È possibile, perciò, che la bassanite appartenga alla modificazione non idratabile facilmente, studiata da Potilitzin [3]).

---

[1]) Nel suo catalogo del 1845 A. Scacchi (*Napoli e i luoghi celebri delle sue vicinanze*, II, pag. 408) parla, con i caratteri riferiti da Roth, non dell' anidrite, ma del gesso. È, quindi, probabile che il Roth abbia confuso i due minerali.

[2]) Compt. rend., 1898, CXXVI, 360 e 553.

[3]) Journal de la Soc. phys.-chim. russe, XVII, 265.

Nell'acido cloridrico la bassanite si scioglie. Una analisi ha dato i seguenti risultati:

$$58.50\ SO_3 \quad 40.65\ CaO \quad 0.60\ H_2O \quad Sa = 99.75$$

La formula $CaSO_4$ richiede SO_3 58.80 CaO 41.20 %.

Il materiale era stato seccato sull'acido solforico. Tenuta lungamente all'aria, la bassanite condensa l'umidità atmosferica: in un cristallo che era stato circa due anni all'aria si trovò H_2O 2,80 %, eliminabile in gran parte già sull'acido solforico.

IDROCIANITE $CuSO_4$

(Idrociano)

1. 1855. A. Scacchi, Memoria sullo incendio vesuviano del mese di maggio 1855 ecc., pag. 189.
2. 1873. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, V, N. 3, pag. 26.

Scoperta e descritta da A. Scacchi (2), che la chiamò *idrociano*, perchè sotto l'azione dell'umidità diventa turchina. Il nome fu poi cambiato in *idrocianite* dal Dana.

Sistema cristallino: rombico.

$$a : b : c = 0.7971 : 1 : 1.1300 \quad \text{A. Scacchi}^{1)}$$

Forme: *b*{010} *c*{001} *m*{110} *k*{120} *u*{102} *e*{012} *d*{011} *μ*{112} *n*{212} *p*{232}.

{001} e {232} sono nuove per l'idrocianite: tutte le altre erano già state osservate da Scacchi (2).

I cristalli di idrocianite, secondo la descrizione e la figura di Scacchi, sono tabulari secondo {010} ed allungati nella direzione dell'asse verticale. Quelli che io ho esaminato, sono conformati molto irregolarmente, sì da rendere assai difficile, talvolta, la loro giusta determinazione cristallografica. Sono di solito tabulari secondo una coppia di facce di {110} ovvero di {012}; e la direzione di allungamento è, spesso, *c*, ma in qualche caso, invece, *a*. Delle forme surriferite io ho trovato presenti in tutti i cristalli *bkme*: frequente è la nuova forma *p* {232}, osservata con facce piane e splendenti, per lo più abbastanza grandi, il cui simbolo è determinato dal giacere nella zona [012 : 110] e dall'angolo

$$(012):(232) = 45^\circ 17' \text{ mis.}^{2)} \qquad 45^\circ 21' \text{ calc.}$$

Le altre forme sono più rare: in un solo cristallo ho notato la nuova forma *c*{001}, con faccette esilissime, sicuramente determinate perchè fanno parte della zona [100], e perchè formano con {010} un angolo di 89°58' mis. (90°0' calc.).

Sfaldatura non osservata.

Oltre che in cristalli più o meno nitidi, l'idrocianite si presenta in forma di

---

[1]) Calcolate da Dana (*Mineralogy*, 6th Ed., pag. 912) in base agli angoli fondamentali di Scacchi $bk = 32°6'$ e $be = 60°32'$. I pochi angoli che io ho potuto misurare con tutta esattezza si accordano bene con quelli dedotti dalle costanti di Scacchi, ed ho, perciò, creduto inutile calcolarne delle nuove. Per esempio, io ho trovato $bk = 32°5'$ $em = 65°20'$ (calc. 65°22 ½) ecc.

[2]) Media di misure prese in diversi cristalli ed oscillanti tra 45°15' e 45°19'.

piccoli tubercoletti, di incrostazioni, ecc. Il colore varia tra il verdiccio pallido, il bigio ed il gialliccio. Di solito, i cristalli sono semitrasparenti o anche soltanto translucidi.

Il piano degli assi ottici è parallelo a }100{. Da }010{ esce la bisettrice acuta negativa: l'angolo degli assi ottici è grande: la dispersione considerevole $\rho > v$. Pleocroismo non osservato.

Durezza 3,5. Peso specifico superiore a quello dello ioduro di metilene.

Comp. chimica. $CuSO_4$. L'analisi eseguita da Scacchi dette:

$$CuO\ 49.47 \quad SO_3\ 50.13 \quad Sa = 99.60$$

L'idrocianite si scioglie completamente nell'acqua. Al cannello fonde.

Alterazioni. Tenuta all'aria, l'idrocianite diventa azzurra, e si trasforma abbastanza rapidamente in calcantite. Che si formi davvero questo minerale e non un idrato con minore quantità di acqua fu dimostrato da Scacchi (2), che studiò accuratamente l'idratazione dell'idrocianite.

Giacitura. Osservata da Scacchi già nel 1855 (1), ma non gli fu allora possibile studiarla, essendosi idratata prima che potesse analizzarla: rimase, così indeciso, se il solfato di rame che per primo si forma nelle fumarole fosse o meno del tutto anidro. Dopo l'incendio del mese di ottobre 1868, l'idrocianite si formò abbondantemente, insieme a euclorina, eriocalcite, melanotallo, dolerofanite, nelle fumarole di quella parte del recinto del cratere ove in alto andava a finire la fenditura apertasi nel fianco del gran cono, dalla quale era sgorgata la lava. Come riferisce Scacchi, la temperatura era così elevata, che soltanto dopo un anno, nel novembre del 1869, fu possibile avvicinarsi alle fumarole. Non rara è stata l'idrocianite anche tra i sublimati delle fumarole del 1895, ma i campioni che io ho visto non essendo stati protetti contro l'umidità dell'aria, presentavano l'idrocianite completamente trasformata in calcantite. Deve essersi formata, inoltre, anche nel 1880, perchè di quell'epoca ho veduto della calcantite pseudomorfa di idrocianite.

CLOROTIONITE $K_2CuCl_2SO_4$

1. 1872. A. Scacchi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 203.
2. 1874. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, VI, N. 9, pag. 59.

Scoperta e descritta da A. Scacchi ((1) e (2)), che la chiamò clorotionite perchè contiene cloro e solfo.

Sistema cristallino: rombico.

$$a : b : c = 0.555 : 1 : 0.488$$

Queste costanti le ho calcolate dai due angoli di Scacchi $(011):(0\bar{1}1) = 52^\circ$ e $(301):(30\bar{1}) = 41^\circ 34'$, ottenuti nei cristalli artificiali del minerale.

Forme: c}001{ u}011{ e}301{.

Tutte e tre queste forme sono state già osservate da Scacchi nei cristalli ottenuti per ricristallizzazione della clorotionite naturale, e che sono per lo più schiacciati secondo }001{ ed allungati nella direzione dell'asse a. Molte volte, però, }001{ manca o è ridottissimo, ed i cristalli presentano, allora, habitus prismatico. Le facce di e}301{ sono quasi sempre piane e splendenti: quelle di u}011{ al contrario, co-

stantemente convesse, ed i cristalli vanno, così, assottigliandosi verso l'estremità libera. L'angolo (011) : $(0\bar{1}1)$ è stato misurato da Scacchi, perciò, solo approssimativamente, nè più fortunato sono stato io nei miei tentativi di ottenere valori più esatti. Le facce di {001} sono spesso divise in due o più parti, a causa della combinazione oscillatoria con *u*{011}.

La clorotionite naturale forma delle piccole crosticine cristalline, di colore verde-cilestrino. I cristalli lunghi fino 3 mm., che ne ha ottenuto Scacchi per ricristallizzazione, sono ora dello stesso colore del minerale naturale, ora, invece, decisamente verdi. Il pleocroismo è intenso: nei cristalli verdastri si ha:

celeste chiarissimo nella direzione dell'asse *a*
verde asparagio intenso nella » » *b*
verde cilestrino » » » *c*

Nei cristalli di colore verde-celeste si ha:

celeste chiarissimo nella direzione dell'asse *a*
azzurro chiaro » » » *b*
verde cilestrino » » » *c*

Il piano degli assi ottici è parallelo a {010}: la bisettrice acuta, positiva è perpendicolare a {001}, 2E è abbastanza grande: la dispersione degli assi ottici $\rho > v$ è considerevole.

La clorotionite naturale, esaminata al microscopio, presenta le stesse proprietà dei cristalli verde-celestini.

La durezza dei cristalli artificiali è 2,5: il peso specifico, determinato col metodo della sospensione, è 2.67.

Comp. chimica. $K_2CuCl_2SO_4$, come ha trovato Scacchi in base all'analisi del minerale naturale (I) e di quella dei cristalli artificiali (II)

	K	Cu	Cl	SO_4	Sa
I	26.29	19.56	20.04	32.99	= 98.88
II	24.72	20.36	23.21	31.27	= 99.56

La clorotionite è completamente solubile nell'acqua: riscaldata in un tubo di vetro, fonde, dando un liquido di color bruno rossiccio, che col raffreddamento si rapprende in una massa cristallina di colore verde azzurro (Scacchi).

Giacitura. Scoperta da Scacchi tra le sostanze formatesi nelle fumarole del cratere, dopo l'eruzione del 1872.

Osservazione. La clorotionite, finora, a torto non è stata considerata come un minerale perfettamente definito, quantunque già Scacchi ne avesse determinato esattamente la composizione chimica e la forma cristallina. Ad ogni modo, dopo le ricerche su esposte, è tolto fin l'ultimo dubbio sulla identità dei cristalli misurati ed analizzati da Scacchi, con le crosticine naturali del cratere vesuviano. La formula data da Scacchi [1]) $K_2CuCl_2SO_4$

[1]) Groth (*Tableau systématique des minéraux*, 1904, 70) scrive che la clorotionite secondo Scacchi è $SO_4K_2 . CuCl_2$, ma che può anche essere considerata come $SO_4Cu . 2KCl$. È da notare, però, che Scacchi non ha pubblicato nessun tentativo di interpretazione della formula bruta surriferita.

può, probabilmente, interpretarsi come corrispondente al sale doppio $K_2SO_4 . CuCl_2$, che avrebbe una formula analoga a quella della caracolite $Na_2SO_4 . Pb(OH)Cl$. In appoggio della interpretazione esposta, sta la notevole somiglianza delle costanti cristallografiche della clorotionite e della caracolite, che sono ambedue rombiche. Si ha, infatti:

$a:b:c = 0.5843:1:0.4213$ caracolite
$a:b:c = 0.555:1:0.488$ clorotionite

Le differenze non sono più considerevoli di quelle che si osservano fra i membri di certe serie isomorfe.

EUCLORINA $(K, Na)_2 Cu_3S_3O_{13}$

1. 1875. F. Pisani, Traité élément. de Minéralogie, pag. 338.
2. 1884. A. De Lapparent, Cours de Minéralogie, pag. 536.
3. 1884. E. Scacchi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 126.
4. 1893. H. J. Johnston-Lavis, Report British Assoc. Advanc. Sc. Sect. C.

Scoperta da A. Scacchi, che la chiamò *euclorina* per il suo bel colore verde e l'inviò a parecchi studiosi: la prima descrizione esatta è dovuta a E. Scacchi (3).

Sistema cristallino: rombico.

$a:b:c = 0.7616:1:1.8755$ E. Scacchi

Queste costanti, dedotte dai due angoli $(001):(011) = 61°56'$ e $(001):(101) = 67°54'$, non possono essere che approssimative, perchè i cristalli di euclorina non permettono misure precise. In un buon cristallino, io ho potuto misurare esattamente $(001):(011)$ ed ho trovato 61°34', un valore, cioè, abbastanza diverso dalla media di E. Scacchi.

Forme: *b*}010{ *c*}001{ *p*}120{ *e*}011{ *d*}013{ *μ*}101{ *n*}103{.

Le forme *p* e *d* sono nuove: tutte le altre erano state già osservate da E. Scacchi.

I cristalli di euclorina, secondo le osservazioni di E. Scacchi e le mie, sono tabularissimi secondo la base ed allungati per lo più nella direzione dell'asse *a*, ma spesso, invece, in quella dell'asse *b*: hanno sempre l'aspetto di tavolette rettangolari. Nei rarissimi cristalli determinabili, la combinazione più frequente è *ceμ*, meno comune è quella più ricca di forme, figurata da E. Scacchi, *cbeμn*. Il nuovo prisma *p*}120{ è raro: io l'ho osservato in qualche cristallo con esili faccette, determinate al microscopio per mezzo dell'angolo piano:

$[100]:[\bar{2}10] = 33°$ mis. $33°17'$ calc.

}013{ è stata osservata in un solo cristallo, con una esile faccetta, che ha fornito una buona misura:

$(001):(013) = 31°43'$ mis. $32°1'$ calc. (con le costanti di E. Scacchi)

Se si prende per fondamentale l'angolo da me misurato $(001):(011) = 61°34'$, allora si calcola $(001):(013) = 31°37'$, in accordo soddisfacente col valore trovato.

L'euclorina si rinviene, di solito, in forma di croste di colore verde erba cupo, meno frequentemente verde smeraldo, con lo spessore variabile da mezzo a cinque

millimetri. Si trova anche in tubercoletti, in aghetti ed in laminette, lunghe, talvolta, fino 5 mm., di solito translucide, ma, in qualche caso, anche opache e di colore bianchiccio, probabilmente in seguito ad alterazione. La polvere è di colore verde pistacchio vivo.

Le tavolette di euclorina, esaminate al microscopio, mostrano netto pleocroismo:

verde lucarino nella direzione dell' asse *a*
verde smeraldo » » » *b*

La direzione di allungamento è positiva nei cristalli maggiormente estesi secondo *a*. Il piano assiale è, probabilmente, parallelo a {001}.

Comp. chimica. $(K, Na)_2 Cu_3 S_3 O_{13}$, secondo le tre analisi di E. Scacchi: I varietà massiccia, II confusamente cristallizzata, III in cristalli laminari in parte verdi ed in parte bianchicci [1]).

	I	II	III	IV
SO_3	44.25	43.37	43.98	42.96
Cu O	41.14	42.28	41.50	37.87
K_2O	7.33	8.32	8.04	10.34
Na_2O	7.28	6.03	6.48	5.48
	100.00	100.00	100.00	96.65

Pisani (1) aveva considerato l'euclorina come un composto di solfato e cloruro di rame, e la sua opinione era stata riferita da De Lapparent (2). Nel 1882 Rammelsberg eseguì l'analisi IV dell'euclorina [2]): la perdita fu considerata dal Rammelsberg come acqua appartenente alla costituzione del minerale, per il quale calcolò le formule $4\overset{I}{R}_2SO_4 . 3(2\,Cu\,SO_4 . Cu\,H_2O_2)$ e $4(R_3SO_4 . Cu\,SO_4) + (2\,Cu\,SO_4 . 3\,Cu\,H_2O_2)$, dando la preferenza a quest'ultima. Le ricerche di E. Scacchi hanno, però, dimostrato che l'euclorina non contiene acqua originaria: quella svelata dalle analisi è dovuta all'idrocianite trasformata in calcantite che l'accompagna.

L'euclorina, trattata con acqua, si scioglie in parte, lasciando, secondo E. Scacchi, un residuo insolubile uguale a 28.75 % della sostanza adoperata, e che è costituito da un solfato basico di rame $Cu_3SO_6 . 3\,H_2O$.

Giacitura. Trovata dopo l'eruzione del 1868 sulle fumarole del cratere, insieme ad idrocianite, dolerofanite, eriocalcite, melanotallite, mescolata sopratutto all'idrocianite. L'euclorina si è formata sulle fumarole della lava dell'Atrio del Cavallo dalla fine del 1892 ai primi mesi del 1893: fu già brevemente descritta da Johnston-Lavis (4), ed io stesso ne ho veduto dei bei campioni.

[1]) Le analisi sono state da E. Scacchi ridotte a 100, dopo aver eliminato l'acqua secondaria (oscillante tra 0.43 e 1.93 %) e le piccole quantità di sostanze insolubili in HCl (variabili tra 0.58 e 1.98 %).

[2]) Fu comunicata per lettera da Rammelsberg ad A. Scacchi e pubblicata, poi, da E. Scacchi.

DOLEROFANITE Cu_2SO_5

(Dolerofano)

1. 1873. A. Scacchi, Atti della R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, V, N. 3, pag. 22.

Scoperta e descritta da A. Scacchi (1), che la chiamò *dolerofano* per ricordare la sua fallace apparenza.

Sistema cristallino: monoclino [1])

$$a:b:c = 1.3215:1:1.2089 \; ; \; \beta = 108^\circ 20' \quad \text{Zambonini}$$

Dagli angoli fondamentali di Scacchi segue $a:b:c = 1{,}3042:1:1{,}2100$; $\beta = 108^\circ 14'$: J. E. Strandmark [2]) per i cristalli dell'officina metallurgica di Åtvidaberg dà $a:b:c = 1{,}323:1:1{,}203$; $\beta = 108^\circ 31'$. Le mie costanti, che sono intermedie fra quelle di Scacchi e di Strandmark, sono, senza dubbio, da preferirsi: infatti, i cristalli di Strandmark sono descritti come inadatti per misure precise, e quanto agli angoli fondamentali di Scacchi, essi rappresentano il risultato di un numero di misure inferiore a quello che io ho preso, e danno un accordo complessivo meno soddisfacente di quello che si ha con le mie costanti tra gli angoli calcolati ed i misurati.

Forme: $g\{100\}$ $C\{010\}$ $d\{001\}$ $t\{110\}$ $s\{011\}$ $g_1\{13.0.1\}$ $g_2\{10.0.1\}$ $i\{901\}$ $f\{301\}$ $e\{101\}$ $j\{305\}$ $B\{103\}$ $A\{\bar{1}01\}$ $u\{\bar{1}04\}$ $h\{\overline{11}.0.3\}$ $l\{\bar{3}01\}$ $y\{\bar{7}01\}$ $q\{112\}$ $\omega\{\bar{1}11\}$ $p\{\bar{1}14\}$ $r\{\bar{1}12\}$ $n\{\bar{2}33\}$ $o\{\bar{4}11\}$ $v\{\bar{2}11\}$ $\tau\{\overline{11}.8.3\}$? $m\{\bar{7}69\}$?

Scacchi osservò le forme $gCdtsfeBAhqprn\tau m$: io ho ritrovate le $gCdtsfeBA$ pr di Scacchi, ed ho determinato, inoltre, ω, nuova per la dolerofanite vesuviana, e $g_1g_2ijulyov$, nuove per la dolerofanite in genere. Se a tutte queste forme si aggiunge $\mu\{701\}$, che Strandmark ha scoperto nei cristalli di Åtvidaberg, ma che io non ho osservato con certezza in quelli vesuviani, si avrà che le forme semplici finora note della dolerofanite ammontano a 27. Non tutte, per altro, possono ritenersi sicure. Così, è molto probabile che $h\{\overline{11}.0.3\}$ non sia altro che una vicinale a $\{\bar{4}01\}$, e se così fosse, $\tau\{\overline{11}.8.3\}$ che giace, secondo Scacchi, nelle due zone $Arst\tau$ e $C\tau h$, avrebbe il simbolo molto più semplice $\{\bar{4}31\}$: disgraziatamente, non avendo Scacchi pubblicato i risultati delle sue misure, non è possibile stabilire se gli angoli misurati permettono o meno di sostituire $\{\bar{4}01\}$ a $\{\overline{11}.0.3\}$ e $\{\bar{4}31\}$ a $\{\overline{11}.8.3\}$. Quanto alla forma m, il cui simbolo $\{\bar{7}69\}$ è considerato da Goldschmidt dubbio, è certo che deve avere il simbolo $\{\bar{3}34\}$, perchè Scacchi dice esplicitamente che giace nelle due zone An e rpd. Negli angoli calcolati riferiti da Scacchi, e che porterebbero al simbolo $\{\bar{7}69\}$, vi è, evidentemente, qualche errore, non essendo possibile che un cristallografo come Scacchi errasse nello stabilire le zone nelle quali si trova una faccia. Non so darmi ragione del non aver io ritrovato la forma $n\{\bar{2}33\}$ di Scacchi, che nelle figure da lui pubblicate (che rappresentano, diversamente proiettata, una combinazione probabilmente più ideale, che effettivamente osservata, di tutte le forme note all'infuori di h) appare come una delle forme laterali più estese. Il numero

[1]) L'orientazione del dolerofano proposta da A. Scacchi conduce a simboli piuttosto complicati per quasi tutte le forme osservate. Dana (*System of Mineralogy*, 6th Ed., pag. 924) ne adottò, perciò, un'altra, e due altre ne propose Goldschmidt (*Krystallformen der Mineralien*, 1886, I, pag. 511 e *Krystallographische Winkeltabellen*, 1897). La più recente delle due ideate da Goldschmidt è la più naturale, dà a tutte le forme note sicure simboli molto semplici e l'ho, perciò, accettata.

[2]) Zeitsch. für Krystall., 1902, XXXVI, 456.

abbastanza considerevole di cristalli da me misurati rende poco probabile che mi sia sfuggita per la sua possibile relativa rarità: è, per altro, da notare che i miei cristalli hanno sempre offerto habitus diverso da quello risultante dalle figure di Scacchi, che potrebbero, quindi, corrispondere a qualche cristallo eccezionale, da me non rinvenuto.

Le forme della dolerofanite danno luogo ad un gran numero di zone, delle quali ecco le principali: $dBjef\mu ig_1g_2gyhlAu$; $dprm\omega tq$; dsC ; Bpv ; Bnt ; Bsq ; epo ; erv ; $eqst$; fro ; $fqmv$; gqr ; $gsn\omega vo$; gtC ; $lvto$; lsm ; $Aoqp$; $Av(\tau)tsr$; Anm ; $A\omega C$; $rnsp$; $(h\tau C)$; Cpu.

Le combinazioni da me osservate sono le seguenti:

1) *gdCtBAs*
2) *gdCtBfAsro*
3) *gdCtBefAsro*
4) *gdCtBefAlsr*
5) *gdCteBAlsrv*
6) *gdCtieBAspov*
7) $gdCtg_1ejBAsro$
8) *gdCteBfAlsro*
9) *gdCteBAlysωro*
10) $gdCtg_2eBfAusrov$
11) *gdCteBAsro.*

La grandezza delle diverse forme è molto variabile, e poco regolare è anche

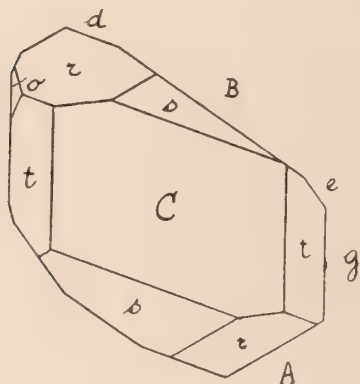
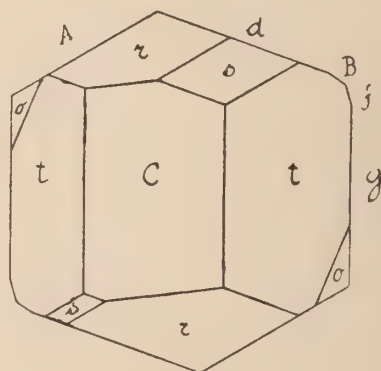
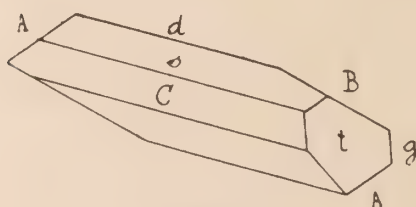
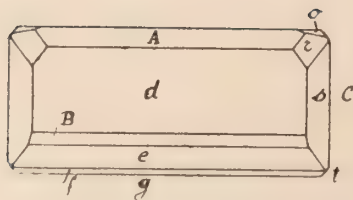
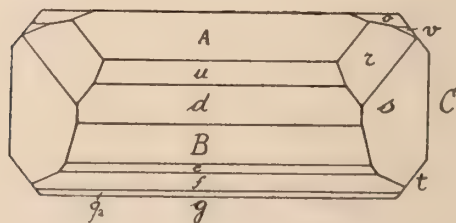



Fig. 72. Fig. 73. Fig. 74. Fig. 75. Fig. 76.

lo sviluppo dei cristalli, come risulta dalle fig. **72-76**, che rappresentano i cristalli più interessanti, sia ridotti a modello, sia come effettivamente furono osservati. Tutti

i cristalli sono allungati nella direzione dell'asse *b* [1]): abbastanza spesso sono più o meno schiacciati secondo la base: in alcuni, rari, {001} e {100} hanno grandezza poco diversa: sovente, le forme dominanti nella zona [010] sono {103} e {$\bar{1}$01}. Tra le forme laterali non ho mai trovato mancanti *Cts*, che hanno sviluppo variabilissimo: pressocchè costante è anche *r*. Tutte le facce sono, per lo più, piane e splendenti; quelle della zona [010] sono sovente striate parallelamente all'asse *b* e, talvolta, per combinazione oscillatoria, appaiono conformate assai irregolarmente: nella maggior parte dei casi la striatura è leggerissima e non è presentata nemmeno da tutte le facce della zona.

Quanto alle nuove forme, sono tutte da considerarsi come tipiche e sicuramente determinate, ad eccezione di g_1{13.0.1} e g_2{10.0.1} che sono, forse, soltanto vicinali a {100}. Il pinacoide {13.0.1} è stato osservato in un solo cristallo, con una faccetta molto esile, che ha fornito, per altro, una esatta misura:

(001):(13.0.1) = 67°17′ mis. 67°13′ calc.

g_2{10.0.1} ha offerto, in un cristallo, una faccetta molto sottile, ma che ha fornito buone misure:

(100):(10.0.1) = 5°41′ mis. 5°44′ calc.

Anche *i*{901} è stata trovata in un solo cristallo, con una buona faccetta che ha permesso una misura precisa:

(001):(901) = 65°22′ mis. 65°22′ calc.

Nello stesso cristallo che ha offerto {13.0.1}, ho determinato il nuovo pinacoide *j*{305}, che si presentò con una nitida ed esile faccetta:

(001):(305) = 23°52′ mis. 23°57 ½′ calc.

L'altro nuovo pinacoide *u*{$\bar{1}$04} è stato pure osservato in un solo cristallo, con una bella faccetta che permise una sicura misura:

(001):($\bar{1}$04) = 13°13′ mis. 13°10′ calc.

Importante è la nuova forma *l*{$\bar{3}$01}, che è stata trovata in parecchi cristalli, con faccette sempre piuttosto piccole, ma assai regolari, e che hanno dato quasi sempre misure precise:

(001):($\bar{3}$01) = 87°1′ mis. 87°0′ calc.

{$\bar{3}$01} si trova all'incrocio di varie zone.

In un solo cristallo e con una sottile faccetta ho rinvenuto *y*{$\bar{7}$01}, determinata dagli angoli:

(001):($\bar{7}$01) =	99°21′ mis.	99°28 ½ calc.
($\bar{1}$01):($\bar{7}$01)	48 47 »	48 50 »

o{$\bar{4}$11} è molto frequente: le sue facce sono ora piccolissime, ora abbastanza grandi, quasi sempre piane e splendenti. Il simbolo di questa forma risulta non solo dalle zone nelle

[1]) Nella combinazione figurata da Scacchi, si ha presso a poco uguale estensione nelle due direzioni *b* ed *a*, caso, questo, che io non ho mai osservato.

quali si trova (sopratutto la [100:011] verificata in tutti i cristalli), ma anche dagli angoli:

$(\bar{1}00):(\bar{4}11)$ = 23°57′ mis. [1]		24° 0′	calc.
$(011):(\bar{4}11)$	77 56 » [2]	77 55 ½	»

Anche $\nu\{\bar{2}11\}$ è abbastanza frequente, meno, per altro, di $\{\bar{4}11\}$: ha quasi sempre facce molto piccole, ma ben misurabili. Giace nella zona [100:011]:

$(\bar{1}00):(\bar{2}11)$ = 44°31′ mis. [3]		44°30 ½′	calc.
$(011):(\bar{2}11)$	57 20 » [4]	57 25	»
$(110):(21\bar{1})$	29 54 »	29 57	»
$(\bar{4}11):(\bar{2}11)$	20 30 »	20 30 ½	»
$(10\bar{1}):(21\bar{1})$	40 36 »	40 38 ½	»

Rarissima è $\omega\{\bar{1}11\}$, scoperta da Strandmark nel dolerofano di Åtvidaberg: io l'ho rinvenuta in un solo cristallo, con una esile faccetta che ha permesso discrete misure:

$(001):(\bar{1}11)$ = 63°41′ mis.		63°40′	calc.
$(110):(11\bar{1})$	37 41 »	37 38 ½	»

Nella tabella seguente sono riunite le medie degli angoli misurati tra le più importanti forme già note, confrontati con i valori dedotti dalle nuove costanti proposte per la dolerofanite:

	Mis. (Media)	Calc.		Mis. (Media)	Calc.
(100):(110) =	51°26′	51°26 ½′	$(011):(\bar{1}12)$	27°10′	27°12′
(010):(110)	38 33	38 33 ½	$(011):(\bar{1}01)$	65 22 ½	65 22 ½
(001):(110)	78 43	78 41 ½	(011):(110)	44 4 ½	44 5
(001):(011)	48 56	48 56	$(10\bar{1}):(110)$	70 33	70 32 ½
(010):(011)	41 4 ½	41 4	(001):(103)	14 46 ½	14 47 ½
$(011):(01\bar{1})$	82 9	82 8 ½	(100):(103)	56 53	56 52 ½
(100):(011)	78 6	78 4 ½	(001):(101)	33 58 ½	33 59 ½
$(\bar{1}00):(\bar{1}12)$	82 39 ½	82 39 ½	(001):(301)	54 24	54 25 ½
$(010):(\bar{1}12)$	59 8	59 8	(100):(301)	17 13	17 14 ½
$(\bar{1}12):(11\bar{2})$	118 15	118 16	$(001):(\bar{1}01)$	50 39 ½	50 38 ½
$(001):(\bar{1}12)$	40 2	40 3	$(\bar{1}00):(\bar{1}01)$	57 43	57 41 ½
$(\bar{1}12):(\bar{1}01)$	38 13	38 10 ½			

Sfaldatura perfetta secondo {001}. Questa sfaldatura è stata già osservata da Strandmark nei cristalli di Åtvidaberg.

---

[1]) Media di 5 misure in cristalli differenti, oscillanti tra 23°55′ e 24° 3′.
[2]) » » 3 » » » » » » 77 55 e 77 57.
[3]) » » 2 » » » » » » 44 30 e 44 32.
[4]) » » 2 » » » » » » 57 18 e 57 22.

Il colore della dolerofanite vesuviana varia dal bruno castagno al bruno scurissimo, quasi nero per riflessione. La polvere è di colore bruno gialliccio. Secondo Scacchi, i cristalli di dolerofanite spesso contengono un nucleo di idrocianite.

Le proprietà ottiche che ho potuto determinare concordano con quelle osservate da Strandmark nei cristalli di Åtvidaberg. Le lamine di sfaldatura presentano pleocroismo intenso

giallo-bruno a bruno rossastro nella direzione dell' asse b
giallo-canario a verde olio scuro perpendicolarmente all' asse b

Da (001) esce la bisettrice acuta, che forma un angolo di circa 8 ½° per la luce bianca con la normale alla faccia (001). Il piano degli assi ottici è parallelo a {010}: la dispersione inclinata è nitida. $2E$ è molto grande: la dispersione $\rho > v$ non molto forte.

Durezza = 3; il peso specifico è superiore a quello dello ioduro di metilene.

Comp. chimica. Cu_2SO_5. In due analisi Scacchi ha trovato:

Cu O	62.27	65.20
SO_3	36.07	33.49
Insol. e perdita	1.66	1.31
	100.00	100.00

Di queste due analisi, la II è, senza dubbio, la più esatta, ed è in miglior accordo con la formula Cu_2SO_5 data da Scacchi, e che, del resto, è stata confermata dall' analisi che Strandmark ha eseguito sul materiale di Åtvidaberg. L'eccesso di SO_3 presentato dalla dolerofanite vesuviana è dovuto all'idrocianite che l'accompagna.

Al cannello, la dolerofanite fonde, dando un globulo scoriaceo nero. Si scioglie negli acidi nitrico e cloridrico. L'acqua la scioglie in parte, lasciando un residuo insolubile che ammonta a 73,31 %, e che ha la composizione, secondo Scacchi, di un solfato basico $Cu_3SO_6 . 3H_2O$.

Alterazioni. I cristalli di dolerofanite, lasciati attaccati alla roccia sulla quale si sono formati ed esposti all'aria, si trasformano abbastanza rapidamente in parte in calcantite, perche la decomposizione dei minerali della matrice facilita quella del dolerofano. I cristalli isolati resistono di più, ma spesso si cambiano parzialmente in calcantite a causa del nucleo centrale di idrocianite che sovente contengono. Per conservarli bisogna tenerli in tubi di vetro chiusi alla lampada.

Giacitura. La dolerofanite è stata scoperta da Scacchi dopo l'eruzione dell'ottobre 1868, tra i prodotti pneumatolici, insieme a idrocianite, euclarina, eriocalcite, ecc. Si è presentata soltanto cristallizzata, in cristalli isolati o riuniti in fascetti, che di solito non superano i 2-3 mm. di lunghezza, e generalmente sono molto più piccoli.

VERNADSKIJTE $4CuO . 3SO_3 . 5H_2O$

(Vernadskyte)

Come si è detto, la dolerofanite, lasciata attaccata alla roccia della fumarola, è soggetta ad alterarsi all'aria. Nel Museo di Napoli, io ho rinvenuto anche della dolerofanite, trasformata in un solfato basico verde, raccolta in quello stato nella stessa fumarola, e tenuta conservata, in parte in tubi chiusi alla lampada, in parte, invece, in tubi aperti. In tutte e due le specie di tubi, il minerale nel quale si è cambiata

la dolerofanite, per l'azione della fumarola, è lo stesso, il che significa che è perfettamente stabile all'aria, cosa che ho potuto confermare in questi ultimi anni, esaminando a varie riprese il minerale verde dei tubi chiusi alla lampada, dopo varî periodi di esposizione all'aria.

Che si abbia a che fare con un prodotto di alterazione della dolerofanite risulta in modo indubbio non solo dal fatto che la forma dei cristalli di questo minerale è talvolta nettamente conservata, ma anche perchè, in qualche caso, nell'interno esiste tuttora un residuo di dolerofanite inalterata, ben riconoscibile per il suo colore, pleocroismo, ecc.

Il minerale risultante dalla alterazione della dolerofanite è di un bellissimo colore verde erba scuro: esaminato al microscopio, risulta perfettamente omogeneo e composto di un minutissimo aggregato di cristallini birifrangenti, nei quali anche con forti ingrandimenti non ho potuto eseguire rîcerche precise, data la loro piccolezza.

La durezza è 3,5: il peso specifico superiore a quello dello joduro di metilene. Riscaldato in un tubetto, il minerale in esame annerisce e svolge acqua: al cannello, sul carbone, si riduce a rame metallico. L'acido nitrico diluito lo scioglie completamente e facilmente. L'analisi qualitativa fece riconoscere soltanto la presenza del rame, del residuo solforico e dell'acqua.

Un'analisi eseguita dal Dott. Serra, sotto la mia guida, ha dato i risultati seguenti:

SO_3 37.01 Cu O 49.15 H_2O (per diff.) 13.84 Sa = 100.00

Numeri con questi concordanti sono stati ottenuti in altre determinazioni che ho fatto eseguire.

Dall'analisi riferita segue la formula $4\,CuO . 3\,SO_3 . 5\,H_2O$, la quale richiede: SO_3 37,04 Cu O 49,07 H_2O 13,89 Sa = 100,00, dei numeri, cioè, che si confondono con quelli trovati nelle analisi.

Dei numerosi solfati basici di rame finora conosciuti, nessuno ha la composizione di quello nel quale si è trasformata, nelle fumarole stesse dove si è originata, la dolerofanite: si ha a che fare, perciò, con un nuovo minerale, per il quale propongo il nome di *vernadskijte*, in onore del Prof. Vladimiro Vernadskij, al quale la Mineralogia e la Chimica mineralogica devono tante ed interessanti ricerche.

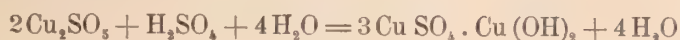
La vernadskijte differisce moltissimo, per la sua composizione chimica, dagli altri solfati basici finora conosciuti in natura [1]), e non è nemmeno identificabile con i molti artificialmente ottenuti, che sono, del resto, in buona parte delle miscele. La formula bruta del nuovo minerale può interpretarsi nei modi i più svariati. Secondo il Prof. Vernadskij, il minerale che da lui si nomina potrebbe considerarsi come il sale acido di un idrato $S(OH)_6$, derivante da SO_3 con i passaggi: SO_3, $S(HO)_6$, $S_3(HO)_{18}$, $S_3H_{10}Cu_4O_{12}$, mentre la dolerofanite Cu_2SO_5 potrebbe derivarsi da $SO(OH)_4$.

[1])

Brochantite	$4\,Cu\,O . SO_3 . 3\,H_2O$
Langite	$4\,Cu\,O . SO_3 . 4\,H_2O$
Kamarezite	$3\,Cu\,O . SO_3 . 8\,H_2O$
Stelznerite	$3\,Cu\,O . SO_3 . 2\,H_2O$
Arnimite	$5\,Cu\,O . 2\,SO_3 . 6\,H_2O$

In essi, perciò, il rapporto Cu O : SO_3 è 4 : 1, 3 : 1 o 2,5 : 1: nella vernadskijte, invece, si ha 1,33 : 1.

In modo assai semplice, la formula bruta della vernadskijte si può interpretare così: $3\,CuSO_4 . Cu(OH)_2 + 4\,H_2O$. La sua formazione pneumatolitica nelle fumarole a spese della dolerofanite si spiega, allora, facilmente, per l'azione combinata del vapor d'acqua e dell'acido solforico:

$$2\,Cu_2SO_5 + H_2SO_4 + 4\,H_2O = 3\,Cu\,SO_4 . Cu(OH)_2 + 4\,H_2O$$

LINARITE $(Pb, Cu)SO_4 . (Pb, Cu)(OH)_2$

1. 1883. G. Freda, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 141.

Osservata e descritta per la prima volta da G. Freda.

Piccolissimi cristallini indeterminabili e granuletti con splendore tra il vitreo e l'adamantino di colore azzurrastro.

Comp. chimica. $(Pb, Cu)SO_4 . (Pb, Cu)(OH)_2$, con la quale si accorda sufficientemente l'analisi di Freda, eseguita su g. 0,046 di sostanza:

SO_3 19.90 Pb O 54.65 Cu O 21.63 H_2O (per differenza) 3.82 Sa = 100.00

Riscaldata al disopra di 300° diventa nera, emettendo acqua: l'acido nitrico la scioglie parzialmente (Freda).

Giacitura. Trovata da Freda immersa in uno strato di gesso che rivestiva la superficie di alcune scorie tratte dal cratere nel 1881-82. Non vi è dubbio che la linarite si sia formata per pneumatolisi.

MIRABILITE $Na_2SO_4 . 10\,H_2O$

1. 1855. A. Scacchi, Memoria sullo incendio vesuviano del mese di maggio 1855 ecc., pag. 187.
2. 1906. F. Zambonini, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, (2ª) XIII, N. 8, pag. 16.
3. 1907. A. Lacroix, Bulletin Soc. franç. de Minér., XXX, 223.

Finora questo minerale non è stato osservato che tra i prodotti delle ricristallizzazioni da soluzioni acquose di mescolanze saline delle fumarole vesuviane. Scacchi l'ha ottenuto da alcune di tali miscele del 1855, io e Lacroix del 1906.

EXANTALITE $Na_2SO_4 . 2\,H_2O$

1. 1832. F. Beudant, Traité élém. de Minér., II, 475.

Scoperta e descritta da Beudant, che la chiamò *exantalosa* (sale efflorescente); alcuni, p. es., Groth [1]), modificarono giustamente il nome beudantiano, e lo cambiarono in exantalite.

Efflorescenza bianca, di sapore amaro.

Comp. chimica. $Na_2SO_4 . 2\,H_2O$, secondo l'analisi di Beudant

SO_3 44.8 Na_2O 35.0 H_2O 20.2 Sa = 100.00

Si scioglie facilmente nell'acqua.

Giacitura. Trovata, secondo Beudant, su una lava del 1813.

---

[1]) *Tableau systématique des minéraux*, 1904, pag. 71.

Osservazione. L'exantalite di Beudant merita di essere considerata come un minerale ben determinato, rappresentando un idrato definito del solfato sodico, tanto più che non è stata trovata soltanto al Vesuvio, ma anche in altre località (cfr. Beudant, loc. cit.). Inoltre, la formula della exantalite corrisponde a quella della lecontite $(Na, NH_4, K)_2SO_4 . 2H_2O$, che è da tutti ritenuta un minerale ben caratterizzato, mentre, in fondo, non è altro che un'exantalite nella quale una parte del sodio è sostituita dall'ammonio e dal potassio.

GESSO $CaSO_4 . 2H_2O$

(Selenite)

1. 1772. F. Galiani, Catalogo delle materie appartenenti al Vesuvio.
2. 1773. J. Ferber, Briefe aus Welschland etc, pag. 215 della trad. franc. di Dietrich.
3. 1801. S. Breislak, Voyages physiques et lythologiques dans la Campanie, I, 148, 223.
4. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 153.
5. 1874. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, VI, N. 9, pag. 57.
6. 1886. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, I, N. 5, pag. 9.
7. 1889. A. Scacchi, Catalogo dei minerali e delle rocce vesuviane, pag. 9.

Il Galiani (1) ha indicato come abbondante al Monte Somma la pietra specolare o selenite, spesso calcinata, ma doveva trattarsi di tutt'altro minerale: probabilmente, almeno in parte, di sanidino. Anche il gesso in lamine trasparenti di Ferber (2), pure del Monte Somma, doveva essere facilmente sanidino. Breislak (3) ha citato il gesso tra i prodotti dell'eruzione del 1794 ed anche nei blocchi calcarei del Somma.

Sistema cristallino: monoclino.

I pochi angoli precisi che ho potuto misurare concordano perfettamente con quelli calcolati in base alle costanti di Des Cloizeaux $a:b:c = 0,6899:1:0,4124$ $\beta = 99°17\ ^5/_6{}'$.

Forme: $b\{010\}$ $m\{110\}$ $\alpha\{210\}$ $l\{111\}$ $n\{\bar{1}11\}$ $w\{\bar{1}13\}$.

Tutte queste forme sono state osservate da me.

I cristallini delle fumarole sono sempre tabularissimi secondo b e molto allungati nella direzione dell'asse c. Esaminandoli al microscopio, si vede che spesso presentano la combinazione bml; alle volte, a queste forme si unisce pure n, che può, in qualche caso, superare anche l in estensione. Nei blocchi lavici del Monte Somma il gesso è raro, e quasi mai si presenta in cristalli determinabili: nella collezione Johnston-Lavis ne ho osservati alcuni, tabulari secondo $\{010\}$ ed assai allungati nella direzione di c, con le forme $bm\alpha n$, e geminati secondo la legge: asse di rotazione la normale a $\{100\}$. In altri cristallini, invece, unici, m e b non avevano, in complesso, grandezza molto diversa: come forme dominanti si notavano lw e n, delle quali le due prime erano le più estese. Cristalli nitidi di gesso io ho rinvenuto anche nel blocco rigettato con l'enstatite: si trattava di minuti cristallini, tabularissimi secondo b ed allungati nella direzione di c, geminati secondo la legge già ricordata, con le forme bml.

Più spesso che in cristalli netti, il gesso si rinviene nelle fumarole in crosticine o in masserelle di cristallini in associazione più o meno perfettamente parallela, o in straterelli a struttura fibrosa. Nei blocchi del Monte Somma e del Vesuvio forma, pure, di solito, ciuffi o fascetti di minuti cristallini.

In generale, il gesso del Vesuvio e del Monte Somma è bianco: i singoli cristallini ben formati per lo più sono incolori. Alcune varietà delle fumarole si presentano di colore roseo o rossigno.

Comp. chimica. $CaSO_4 . 2H_2O$.

Giacitura. Il gesso è abbastanza frequente sulle fumarole del cratere, specialmente di quelle solfidriche, e se ne è constatata la formazione dopo tutte le eruzioni del secolo passato, ora più, ora meno abbondante. Dopo l'ultima eruzione dell'aprile 1906 se ne formò moltissimo, a partire dalla fine del 1907, sia nelle fumarole dell'Atrio del Cavallo, che in quelle del cratere. Nei blocchi rigettati dal Vesuvio il gesso non è molto raro: Monticelli e Covelli (4) lo riconobbero già in un blocco del 1822, insieme all'ematite, e Scacchi (5) ne ha dimostrata la frequenza in quelli del 1872 [1]: in uno di essi era notevole il fatto che le pareti delle cellette sulle quali era impiantato il gesso erano vetrificate: lo stesso Scacchi (6) lo ha rinvenuto anche nel blocco con la sellaite e la wagnerite. Nei blocchi del 1906 il gesso fu piuttosto raro: in netti cristallini io l'ho rinvenuto soltanto con l'enstatite.

Grandi cristalli, lunghi fino 1 cm. e larghi 5-6 mm. furono da me rinvenuti nei frammenti di un grande blocco, pure rigettato nel 1906: erano in gran parte trasformati in bassanite, ma alcuni a splendore un po' serico non erano disidratati, come hanno dimostrato le proprietà ottiche e la determinazione del peso specifico.

Infine, nei blocchi di leucotefrite del Monte Somma [2]) il gesso è raro: vi fu osservato già da Monticelli e Covelli (4).

EPSOMITE $MgSO_4 . 7H_2O$

1. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 121.
2. 1855. A. Scacchi, Memoria sullo incendio vesuviano del mese di maggio 1855 ecc., pag. 19 e 188.

La « magnesia solfata » è ricordata già da Monticelli e Covelli (1) come uno dei componenti dei miscugli salini delle fumarole vesuviane: Scacchi (2) ottenne cristalli di epsomite lasciando cristallizzare le soluzioni acquose di alcuni prodotti delle fumarole del 1850 e del 1855.

CUPROMAGNESITE $(Cu, Mg)SO_4 . 7H_2O$

1. 1872. A. Scacchi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 211.
2. 1874. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, VI, N. 9, pag. 58.

A. Scacchi dalle soluzioni acquose della parte solubile di certi conglomerati verdi rinvenuti tra i proietti incrostati di lava del 1872 ottenne dei cristalli misti dei due solfati $CuSO_4 . 7H_2O$ e $MgSO_4 . 7H_2O$ per i quali propose il nome di *Cupromagnesite*. La loro forma cristallina era quella monoclina della melanterite.

---

[1]) In seguito (7), Scacchi ve lo ha indicato come raro, e questa seconda osservazione è, forse, più precisa.

[2]) Scacchi (Napoli e i luoghi celebri delle sue vicinanze, 1845, II, 408) ricorda il gesso lamelloso anche nei blocchi calcarei del Monte Somma. Di esso, però, non ha più parlato in seguito.

MELANTERITE $FeSO_4 . 7H_2O$

1. 1773. J. Ferber, Briefe aus Welschland etc., pag. 245 della trad. francese di Dietrich.
2. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 94.

Fin dal 1773 Ferber (1) scriveva che nell'interno della bocca del Vesuvio si rinviene del vetriolo verde, che all'aria diventa deliquescente e prende un colore giallo-brunastro e la consistenza di un olio. Monticelli e Covelli (2) ricordano il « ferro solfato verde » mescolato con la sabbia fine sovrapposta ad alcune fumarole della lava del 1822. Finora, però, la melanterite non è stata osservata come minerale ben definito.

CALCANTITE $CuSO_4 . 5H_2O$

1. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 64.
2. 1855. A. Scacchi, Memoria sullo incendio vesuviano del mese di maggio 1855 ecc., pag. 189.
3. 1874. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, VI, N. 9, pag. 58.

Forma piccoli grumi o crosticine cristalline nelle fumarole del Vesuvio, nelle quali rappresenta un prodotto secondario, dovuto all'idratazione dell'idrocianite.

È stata osservata da Monticelli e Covelli (1), in seguito da Scacchi dopo gli incendî del 1855 e del 1872 ((2) e (3)): nel 1880 e nel 1895 si ritrovò di nuovo abbastanza frenquentemente, come io ho potuto stabilire in prodotti di quelle epoche.

Spesso è stata ottenuta dalle soluzioni acquose dei miscugli salini delle fumarole del cratere e delle lave: così da Scacchi da quelli del 1855 e del 1872, da me e da Lacroix da quelli del 1906.

SINGENITE $K_2Ca(SO_4)_2 . H_2O$

(Kaluszite)

Questo minerale, noto finora nelle saline di Kalusz, è stato rinvenuto al Vesuvio da me per la prima volta.

Sistema cristallino: monoclino.

Gli angoli più precisi da me misurati vanno assai bene d'accordo con quelli dedotti dalle costanti di v. Zepharovich [1]) $a:b:c = 1,3699:1:0,8738$ $\beta = 104°0'$, che si fondano sulle misure eseguite in ben 18 cristalli: non ho creduto, perciò, di calcolare delle costanti speciali per la singenite del Vesuvio [2]).

[1]) Sitzungsberichte der Wiener Akad. der Wissensch., 1873, (1) LXVII, 128.

[2]) Nella tabella seguente sono riuniti i principali angoli misurati, confrontati con i rispettivi valori teorici:

	Mis.	Calc.
$(110):(\bar{1}10)$	73°56′	73°55′
$(100):(110)$	53 0	53 3
$(010):(110)$	37 1	36 57
$(100):(410)$	18 25	18 23
$(100):(310)$	23 48	23 54
$(100):(210)$	33 40	33 36 1/2
$(100):(101)$	47 43	47 48
$(\bar{1}00):(\bar{2}01)$	43 5	43 11
$(\bar{1}00):(\bar{1}01)$	67 45	67 48
$(100):(011)$	79 23	79 22
$(\bar{1}00):(\bar{1}11)$	73 0	72 55

Forme: $a\{100\}$ $b\{010\}$ $l\{410\}$ $\vartheta\{310\}$ $\lambda\{210\}$ $m\{110\}$ $r\{101\}$ $d\{504\}$ $u\{\bar{1}01\}$ $s\{\bar{7}04\}$ $v\{\bar{2}01\}$ $q\{011\}$ $\omega\{\bar{1}11\}$.

I cristalli più comuni della nostra singenite sono tabularissimi secondo $\{100\}$ ed un po' allungati nella direzione dell'asse c. Tra le forme terminali domina r (fig. 77),

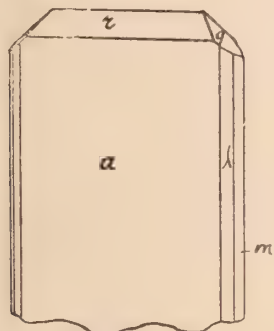



Fig. 77.

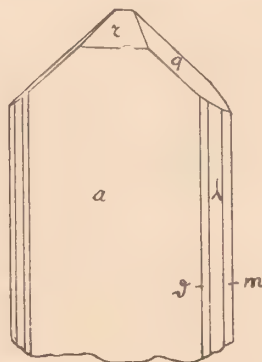



Fig. 78.

raramente q (fig. 78): frequenti sono i cristalli nei quali le due facce (011) e $(0\bar{1}1)$ hanno grandezza molto diversa (fig. 79). La combinazione più comune in questi cristalli è la $a \lambda m r q$: ω, u e v non sono frequenti. Nella zona [001] si rinviene abbastanza spesso ϑ, di rado l. In un solo cristallo si sono osservate, con esili faccette, le due forme d e s, che sarebbero nuove per la singenite. Benchè i loro simboli non sieno molto semplici, pure vanno considerate come sicure, essendo le loro faccette regolari e splendenti, sicchè esse hanno fornito buone misure:

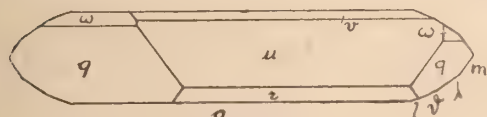



Fig. 79.

$(\bar{1}00):(\bar{7}04) =$	$48^{\circ}\ 1'$ mis.	$47^{\circ}59'$ calc.
$(100):(504)$	$42\ 55$ »	$43\ \ 2$ »

Di tipo ben diverso sono i cristalli come quello rappresentato nella fig. 80, tabulari, cioè, secondo $\{010\}$ e molto estesi nella direzione di c: altri cristalli, a questi somiglianti, si presentano ugualmente estesi nelle direzioni degli assi a e b.

I cristalli del primo tipo sono qualche volta geminati secondo la legge: asse di geminazione la normale a $\{100\}$.

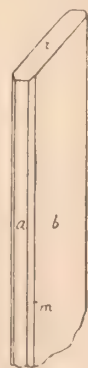
Tutti i cristalli di singenite sono sempre impiantati per una delle estremità di c, e non superano i 3 mm. nella loro maggiore dimensione.

Le facce di $\{100\}$ sono sempre più o meno striate parallelamente a c, e possono anche presentare una conformazione a gradinata, dovuta a combinazione oscillatoria con i prismi $\{hk0\}$.

La sfaldatura è facile e perfetta secondo m e a.

Fig. 80.

La nostra singenite è sempre perfettamente limpida ed incolora. Da $\{100\}$ esce la bisettrice acuta, negativa, lievemente inclinata sulla normale a quella faccia. Il piano degli assi ottici è perpendicolare a $\{010\}$: la disper-

sione è considerevole, $\rho < v$. Alla temperatura di circa 30° io ho misurato in un bel cristallino:

$$2E_{Li} = 40°12' \quad 2E_{Na} = 42°54' \quad 2E_{Tl} = 43°54' \quad 2E_{Cu} = 47°0'$$

Questi valori sono in buon accordo specialmente con quelli deducibili dalle esperienze di Mügge [1]) nella singenite di Kalusz per la stessa temperatura.

Durezza = 2,5: peso specifico 2,58 [2]) (determinato col metodo della sospensione in parecchi cristallini che hanno dato tutti esattamente lo stesso valore).

Comp. chimica. $K_2Ca(SO_4)_2 . H_2O$.

La scarsezza del materiale non mi ha permesso di eseguire un'analisi quantitativa: con ricerche qualitative mi sono accertato che il nostro minerale è veramente un solfato di sodio e calcio idrato. Si scioglie parzialmente nell'acqua, con separazione di solfato di calcio: nel tubo chiuso svolge acqua e decrepita. Al cannello imbianchisce, e fonde facilmente, colorando la fiamma in violetto.

Giacitura. La singenite è stata da me rinvenuta nelle cavità di un blocco rigettato durante l'ultima eruzione dell'aprile 1906. Le condizioni nelle quali essa si trova non possono lasciare dubbio sulla sua origine pneumatolitica.

PICROMERITE $K_2Mg(SO_4)_2 . 6H_2O$

(Picromeride)

1. 1855. A. Scacchi, Memoria sullo incendio vesuviano del mese di maggio 1855 ecc., pag. 191.
2. 1874. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, VI, N. 9, pag. 58.
3. 1906. F. Zambonini, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, (2ª) XIII, N. 8, pag. 16.

Ottenuta la prima volta da A. Scacchi lasciando cristallizzare le soluzioni acquose di alcuni miscugli salini formatisi in seguito all'eruzione del 1855. Scacchi la chiamò *picromeride* per ricordare che il minerale contiene magnesio.

Sistema cristallino: monoclino.

$$a:b:c = 0.7265:1:0.4900\ ;\ \beta = 104°48' \quad \text{Scacchi}$$

Forme: $c\{001\}$ $a\{100\}$ $b\{010\}$ $e\{\bar{2}01\}$ $q\{011\}$ $m\{110\}$ $u\{\bar{1}11\}$. I cristalli sono allungati secondo [001].

Comp. chimica. $K_2Mg(SO_4)_2 . 6H_2O$.

Nell'acqua si scioglie completamente.

Oltre che dai miscugli di sali del 1855 è stata ottenuta la picromerite anche da quelli del 1872 (*2*) e del 1906 (*3*).

---

[1]) Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., 1895, I, 265.

[2]) Vrba (in Zepharovich, loc. cit.) ha ottenuto 2.60 per la singenite di Kalusz.

CIANOCROITE $K_2Cu(SO_4)_2 . 6H_2O$

(Cianocroma)

1. 1855. A. Scacchi, Memoria sullo incendio vesuviano del mese di maggio 1855 ecc., pag. 191.
2. 1868. J. D. Dana, System of Mineralogy, 5th Ed.
3. 1874. A. Scacchi, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, VI, N. 9, pag. 58.
4. 1887. A. Scacchi, Catalogo dei minerali vesuviani. Spettatore del Vesuvio e dei Campi Flegrei. Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., 1888, II, 131.
5. 1906. F. Zambonini, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, (2a) XIII, N. 8, pag. 16.
6. 1907. A. Lacroix, Bullet. Soc. franç. de minér., XXX, 223.

Ottenuta la prima volta da A. Scacchi (1), dalle soluzioni acquose di certe croste saline verdi o verdi azzurre, trovate sui piccoli coni del 1855. Il nuovo minerale fu chiamato da Scacchi *cianocroma*, per il suo particolare colore: Dana (2) cambiò il nome proposto da Scacchi in *cianocroite*, e questa modificazione fu accettata dallo stesso Scacchi (3) (4), perchè il nome primitivo potrebbe far supporre nel minerale l'esistenza del cromo.

Sistema cristallino: monoclino.

$$a:b:c = 0.7477:1:0.5052\ ;\ \beta = 104^\circ 30'\ \text{Scacchi}$$

Forme: $a\{100\}$ $b\{010\}$ $c\{001\}$ $m\{110\}$ $\eta\{\bar{1}01\}$ $e\{\bar{2}01\}$ $o\{011\}$ $n\{\bar{1}11\}$ $\mu\{\bar{1}21\}$.

I cristalli di cianocroite presentano un bel colore ceruleo.

Comp. chimica. $K_2Cu(SO_4)_2 . 6H_2O$.

Solubile nell'acqua.

Giacitura. La cianocroite è stata osservata da A. Scacchi anche come produzione naturale secondaria delle fumarole del 1855, sotto forma di croste di color turchino chiaro assai vivace, dello spessore di 1 a 3 mm. La cianocroite è, perciò, da considerarsi come un vero e proprio minerale.

Cristalli di cianocroite sono stati ottenuti, in seguito, dalle soluzioni acquose di miscugli salini del 1872 (3) e del 1906 ((5) e (6)).

CALINITE $KAl(SO_4)_2 . 12H_2O$

(Allume potassico)

1. 1769. Fougeroux de Bondaroy, Histoire de l'Acad. Royale des Sciences de Paris. Année 1766, pag. 79 delle Mémoires.
2. 1772. F. Galiani, Catalogo delle materie appartenenti al Vesuvio, pag. 147.
3. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della Miner. vesuv., pag. 319.
4. 1850. A. Scacchi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 27.
5. 1855. A. Scacchi, Memoria sullo incendio vesuviano del mese di maggio 1855 ecc., pag. 194.
6. 1887. A. Scacchi, Catalogo dei minerali vesuviani. Lo Spettatore del Vesuvio e dei Campi Flegrei. Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. s. w., 1888, II, 127.
7. 1891. H. J. Johnston-Lavis, Rassegna delle Scienze Geol. in Italia, I, 7.
8. 1908. F. Zambonini, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 158.
9. 1908. E. Casoria, Annali R. Scuola Sup. di Agricoltura di Portici, VIII (Estratto).

Le prime incerte notizie sull'esistenza dell' « allume » al Vesuvio le ho rinvenute in Fougeroux de Bondaroy (1) e in Galiani (2): Monticelli e Covelli (3)

hanno ricordato l'allume potassico piumoso, che « incontrasi, quasi sempre mescolato ad altri sali, sugli orli de' fummaioli di acido solforoso; o alla distanza di pochi piedi dai medesimi ». Molti anni dopo, A. Scacchi (4) riferiva di aver ricevuto delle concrezioni raccolte presso i crateri del 1850 « le quali sono in tutto formate di allume con tessitura fibrosa grossolana, e con qualche raro cristallo in forma di ottaedro ». Sembrava, così, accertata l'esistenza dell'allume tra i prodotti delle fumarole vesuviane, senonchè lo stesso Scacchi (5), descrivendo l'eruzione del 1855, si occupò di alcune croste della grossezza di 20 a 30 mm., di color bianco, solubilissime nell'acqua, e che egli ritenne, in base ai saggi eseguiti, « composte di allume e di allumogene in gran parte spogliate dell'acqua che entra nella composizione di tali specie ». E su questo concetto insisteva Scacchi (6) anche più di trent'anni dopo, affermando che « si trovano non rare nel cratere del Vesuvio sostanze saline dalle quali, fattane soluzione, si ottengono nitidi cristalli di allume; ma la produzione naturale non contiene mai la quantità di acqua richiesta per costituire l'allume ». Johnston-Lavis (7) ha riferito di aver raccolto, nel giugno 1891, sulle vecchie fumarole, delle croste di acido borico e di allume, « due prodotti assai rari al Vesuvio », ma senza dare alcuna prova che si trattasse effettivamente di calinite. La presenza dell'allume al Vesuvio è stata, però, messa fuori di dubbio da me (8), che nel 1908 ho raccolto nelle fumarole ad acido solfidrico e vapor d'acqua dell'Atrio del Cavallo, insieme a solfo, gesso, allumogeno, voltaite e metavoltina, delle piccole masserelle cristalline, bianche, nelle quali non fu possibile riconoscere netti cristalli. Esse sono, senza dubbio, costituite da allume potassico (calinite), come dimostrano le proprietà fisiche (sono isotrope, peso spec. 1,742) e il comportamento chimico. Una determinazione dell'acqua totale dette 45,42 % (calc. secondo la formula $KAl(SO_4)_2 \cdot 12H_2O$ 45,56 %). Come ho osservato allora, la presenza della calinite, dell'allumogeno e della metavoltina tra i prodotti delle fumarole ad acido solfidrico e vapor d'acqua del Vesuvio non ha nulla di strano, avvenendo la formazione di questi minerali in condizioni perfettamente analoghe a quelle che si riscontrano alla Solfatara ed alla Grotta dello Zolfo a Miseno, nelle quali località pure si rinvengono, insieme ad altri, i tre minerali in questione.

Casoria (9) ha analizzato alcune masse saline di color bianco, « costituite essenzialmente da allume », e « raccolte sulle fumarole del cratere vesuviano rimaste attive dopo l'eruzione del mese d'aprile dell'anno 1906 », e che sono, senza alcun dubbio, identiche a quelle descritte da me. La composizione chimica, secondo Casoria, sarebbe la seguente:

Al_2O_3 12.77 K_2O 8.23 Na_2O 2.57 SO_3 34.53 H_2O (per differenza) 41.90 Sa = 100.00

Casoria interpreta l'analisi così:

$Al_2(SO_4)_3$ 34.74 K_2SO_4 15.24 Na_2SO_4 5.88 $Al_2(OH)_6$ 3.42 H_2O 40.72 Sa = 100.00

e ne deduce che « il materiale vesuviano sottoposto all'analisi è un allume basico, di composizione ben definita, e rappresenta un prodotto minerale nuovo ». Si tratta, invece, semplicemente di allume impuro per allumogeno e solfati alcalini: il 3 % in

meno circa che il Casoria trova nella quantità di acqua, è dovuto in parte al fatto che si tratta di una determinazione per differenza, sulla quale vengono a pesare tutti gli errori analitici, ed in parte all'allumogeno che inquina l'allume vesuviano, come io stesso ho osservato. Del resto, il solo fatto che la sostanza analizzata da Casoria si scioglie completamente nell'acqua, rende improbabile che si tratti di un composto basico.

ALLUMOGENO $Al_2(SO_4)_3 . 16 H_2O$

1. 1825. T. Monticelli e N. Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 109.
2. 1855. A. Scacchi, Memoria sullo incendio vesuviano del mese di maggio 1855 ecc., pag. 194.
3. 1908. F. Zambonini, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 157.

Fin dai primi anni del secolo passato era nota l'esistenza del « solfato di alluminio » tra i prodotti delle fumarole vesuviane, ma secondo Monticelli e Covelli (1) nel 1825 non era stato ancora trovato isolato, sicchè era da considerarsi « piuttosto una specie chimica che mineralogica ». E più tardi Scacchi (2), studiando le mescolanze di allume e di allumogeno formatesi in seguito all'incendio del 1855, riteneva, come si è già visto, questi minerali spogliati di gran parte dell'acqua che entra nella loro costituzione [1]). L'allumogeno fu trovato e descritto, come minerale ben definito, soltanto molti anni dopo da me (3).

Sistema cristallino: monoclino.

Forme: {010} {100} {101} {$\bar{1}$01} e, forse, anche {001}.

Cristalli tabulari secondo {010} ovvero aghiformi, con proprietà cristallografiche ed ottiche perfettamente uguali a quelle dell'allumogeno del Pic de Teyde, studiato da Becke [2]). I cristalli tabulari appaiono al microscopio sovente limitati in modo regolare dalle tracce delle facce {100}, {101} e {$\bar{1}$01}; solo eccezionalmente si osserva anche una faccettina piccolissima, che rappresenta, probabilmente, {001}. Le diverse facce hanno spesso lo sviluppo indicato dalla figura pubblicata da Becke dell'allumogeno del Pic de Teyde: sovente, però, le tavolette di allumogeno vesuviano sono assai meno allungate secondo [001]. Le due facce {101} e {$\bar{1}$01} sono, in alcuni casi, presso a poco ugualmente estese, ma, più spesso, {$\bar{1}$01} domina su {101}, che può ridursi anche molto. In alcuni cristalli, anzi, {$\bar{1}$01} è così grande, che le direzioni [001] e [101] vengono ad avere sensibilmente uguale estensione.

La birifrazione è debole e negativa: $c : c = 42°$. Da {010} esce normalmente una bisettrice: l'angolo degli assi ottici è grande.

Comp. chimica. $Al_2(SO_4)_3 . 16 H_2O$.

Nella soluzione acquosa del minerale si hanno le reazioni del SO_4, dell'Al, come pure del ferro, del potassio, del calcio: questi tre ultimi elementi sono presenti soltanto in quantità assai piccole e rappresentano delle semplici impurità accidentali.

Giacitura. Trovato sotto forma di aggrovigliamenti di sottili fibre bianche a splendore setaceo poco pronunciato, ovvero di squamette pure bianche, riunite in masserelle friabili a splendore madreperlaceo, insieme a calinite, metavoltina, gesso e solfo nelle fumarole ad acido solfidrico e vapor d'acqua dell'Atrio del Cavallo nel 1908.

---

[1]) Nei suoi cataloghi, A. Scacchi non menziona affatto l'allumogeno.

[2]) Tschermak's min. petr. Mitth., 1891, XII, 45.

VOLTAITE $(Mg, Fe, K_2, Na_2)_5 (Fe, Al) (OH)_2 (SO_4)_{10} . 14H_2O$?

1. 1908. F. Zambonini, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 158.

La voltaite, finora non trovata al Vesuvio, fu osservata da me (1) per la prima volta, un po' dubbiosamente, per altro. In seguito, ne ho potuto porre fuori di ogni dubbio l'esistenza fra i minerali vesuviani.

Sistema cristallino: cubico?

Forme: *a*}100{ *d*}110{.

I pochi cristallini nitidi che io ho trovato presentano la combinazione del cubo, dominante, e del rombododecaedro con faccette assai esili. Per l'angolo (100):(110) io ho ottenuto 45°0'. Geometricamente, perciò, i cristalli esaminati sono, senza dubbio, riferibili al sistema cubico: essi, però, sono otticamente anisotropi, e presentano al microscopio polarizzatore gli stessi fenomeni descritti da Blaas [1]) nella voltaite di Madeni Zakh, in Persia. Sembrerebbe, quindi, che anche la voltaite del Vesuvio dovesse considerarsi tetragonale, come quella di Persia.

I cristalli netti sono rari: generalmente, la voltaite si rinviene in granuletti cristallini, composti di molti piccoli cristalli intrecciati insieme.

Il colore è variabile dal verdognolo piuttosto chiaro al verde scurissimo, quasi nero.

Comp. chimica. $(Mg, Fe, K_2, Na_2)_5 (Fe, Al) (OH)_2 (SO_4)_{10} . 14 H_2O$?

La scarsità del materiale non ha permesso di eseguire un'analisi quantitativa: qualitativamente ho accertato nel minerale l'esistenza del residuo solforico, del ferro (ferroso e ferrico), del sodio, del potassio e dell'acqua. Nel tubo chiuso svolge acqua: a temperatura più elevata anche acido solforico. Nell'acqua fredda si scioglie difficilmente: nella calda lascia un residuo di solfato basico di ferro. Negli acidi diluiti si scioglie con grande facilità.

Giacitura. Osservata nelle fumarole solfidriche dell'Atrio del Cavallo, nel 1908 e nel 1909, insieme all'allumogeno, alla calinite, alla metavoltina.

METAVOLTINA $5(K, Na)_2O . 3Fe_2O_3 . 12SO_3 . 18H_2O$

1. 1906. F. Zambonini, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, (2ª) XIII, N. 8, pag. 18.
2. 1908. F. Zambonini, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, 158.
3. 1908. E. Casoria, Annali R. Scuola Sup. di Agricoltura di Portici, VIII (Estratto).

Osservata per la prima volta da me (1) tra i composti cristallizzati ottenuti dalle soluzioni acquose di alcuni miscugli salini, originatisi in seguito all'eruzione del 1906, e più tardi (2) come formazione naturale.

Sistema cristallino: esagonale o romboedrico.

Forme: }0001{ }$10\bar{1}0${.

I cristalli ottenuti per ricristallizzazione nel 1906 sono rappresentati da prismi tozzi ovvero allungati secondo l'asse principale: in quest'ultimo caso sono spesso schiacciati secondo due facce parallele del prisma }$10\bar{1}0${. I cristalli naturali sono, invece, formati da esilissime tavolette a contorno esagonale.

I cristalli artificiali guardati attraverso le facce di prisma si mostrano abba-

---

[1]) Sitzungsber. Wiener Akad. der Wissensch., 1883, LXXXVII (1), 143.

stanza trasparenti e di colore giallo d'olio, guardati, invece, attraverso la base, appaiono di colore bruno intenso, e, per poco che non sieno assai piccoli, più o meno completamente opachi. Il minerale naturale si presenta sotto forma di esili crosticine di colore giallo chiaro o giallo un po' bronzino. La metavoltina vesuviana è otticamente uniassica negativa, e nei cristallini artificiali si è osservato il pleocroismo $\omega =$ marrone chiaro, $\varepsilon =$ verdiccio. In frammentini naturali si è avuto $\omega =$ gialliccio $\varepsilon =$ verdastro.

Comp. chimica. $5(K, Na)_2O \cdot 3Fe_2O_3 \cdot 12SO_3 \cdot 18H_2O$.

Le ricerche eseguite sui cristalli, puri, da me ottenuti nel 1906, hanno permesso di stabilire definitivamente che la formula di questo composto è $5K_2O \cdot 3Fe_2O_3 \cdot 12SO_3 \cdot 18H_2O$ e l'identità della metavoltina di Blaas [1]) col sale di Maus. I risultati analitici comparati con i valori richiesti dalla formula riferita sono i seguenti:

	Fe_2O_3	K_2O	SO_3	H_2O		Residuo fisso ($Fe_2O_3 + K_2SO_4$)
Trovato	21.49	21.03	42.98	14.35	Sa = 99.85	59.82 %
Calcolato	21.44	21.09	42.97	14.50	100.00	60.09 %

La metavoltina si scioglie difficilmente nell'acqua, perchè con facilità si separano dei composti basici: la soluzione è facilissima e completa se si aggiungono alcune gocce di acido nitrico o cloridrico. Nei cristallini naturali, parte del potassio è sostituita dal sodio, come accade nella metavoltina originale di Madeni Zakh studiata dal Blaas.

Giacitura. La metavoltina naturale è stata trovata nel 1908 insieme all'allume ed all'allumogeno nelle fumarole ad acido solfidrico e vapor d'acqua nell'Atrio del Cavallo, delle quali si è già parlato.

Casoria (3) ha descritto un minerale accompagnante l'allume, in forma di lamine cristalline di color giallo dorato, che al microscopio si presentano come tavolette esagonali di color giallo. Sono, senza dubbio, identiche alla metavoltina naturale descritta da me.

L'analisi di Casoria

Fe_2O_3 18.70 K_2O 5.88 Na_2O 6.60 SO_3 40.75 H_2O a 100° 13.03 H_2O a 200-250° 14.07
Sa = 99.03

concorda abbastanza bene con i valori richiesti dalla formula della metavoltina $5(K, Na)_2O \cdot 3Fe_2O_3 \cdot 12SO_3 \cdot 18H_2O$, se si ammette che l'acqua espulsa a 100° rappresenti acqua igroscopica [2]). Del resto, il materiale analizzato non poteva essere che molto impuro, data l'intima mescolanza della metavoltina con gli altri minerali delle fumarole.

---

[1]) Sitzungsber. Wiener Akad. der Wissensch., 1883, LXXXVII (1), 155.

[2]) Nulla è detto dal Casoria in proposito.

APPENDICE AI SOLFATI

Solfato di zinco

1. 1872. L. Palmieri, Rendiconto della R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, 1871, 13.

Secondo il Palmieri, la fioritura bianca esistente su una scoria di una fumarola ad anidride solforosa delle lave del 1867 che passarono sotto i *Canteroni*, sarebbe stata costituita, meno una piccola parte insolubile nell'acqua, da solfato di zinco. Non è detto se la sostanza in quistione era anidra o idrata.

Solfato manganoso

1. 1823. Monticelli e Covelli, Storia dei fenomeni del Vesuvio avvenuti negli anni 1821, 1822 e parte del 1823, § 83.
2. 1825. Monticelli e Covelli, Prodromo della miner. vesuv., pag. 99.

Secondo Monticelli e Covelli (1), la sabbia rossa del 24 ottobre 1822 era carica di solfato manganoso: gli stessi studiosi (2) dicono di aver incontrato questo composto in forma di aciculi bianchi sottilissimi, accompagnati da cloruri e solfati di sodio e di rame, nelle cavità delle scorie esposte ai vapori delle fumarole ad anidride solforosa.

Monticelli e Covelli (Prodromo, pag. 101) ricordano anche, tra le produzioni delle fumarole vesuviane, il *solfato manganico*, ma se si pensa alla instabilità dei composti del manganese trivalente, è lecito restar dubbiosi sulla esattezza della determinazione.

Langite ?

1. 1877. A. Scacchi, Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, pag. 228.

Scacchi ha osservato che il solfato basico di rame che accompagna l'anglesite (e la palmierite) della lava delle Novelle ha una composizione (dedotta dalle analisi delle miscele) che si approssima a quella della langite. Manca, per altro, ogni osservazione che dimostri l'esistenza di questo minerale nelle mescolanze studiate dallo Scacchi.

Coquimbite ?

1. 1855. A. Scacchi, Memoria sullo incendio vesuviano del mese di maggio 1855 ecc., pag. 195.
2. 1879. A. Arzruni, Zeitsch. für Kryst., III, 519.
3. 1889. G. Linck, Zeitsch. für Kryst., XV, 11.
4. 1906. F. Zambonini, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, (2ª) XIII, N. 8, pag. 22.

Lasciando cristallizzare la parte solubile in acqua di due croste saline formatesi presso le fumarole dell'incendio del 1855, A. Scacchi (1) ottenne dei prismi esagonali di colore bruno, che, in base ad una analisi qualitativa, ritenne riferibili alla coquimbite. Io (4) ho, però, fatto osservare che, per la loro proprietà di apparire opachi guardati attraverso le basi, e traslucidi, di color giallo-bruniccio, quando si guardano attraverso le facce prismatiche, quei cristalli devono avere appartenuto, secondo ogni verosimiglianza, alla metavoltina. Del resto, già parecchi anni prima, l'Arzruni (2), seguito in ciò dal Linck (3), aveva notato che i dati di Scacchi non erano sufficienti per stabilire la identità dei cristallini in questione con la coquimbite.

Websterite

1. 1839. T. Monticelli, Appendice al Prodromo della min. ves., pag. 12.

Nell'opuscolo citato, il Monticelli dice: « Dopo il sopra-solfato di Allumina (il nostro allumogeno) aggiungasi la Websterite etc. ». Di questo minerale non si hanno altre notizie.

APPENDICE

MINERALI IMPERFETTAMENTE DEFINITI

SCACCHITE di R. Napoli

R. Napoli (Rend. R. Accad. delle Scienze di Napoli 1859, pag. 66) si proponeva di dare il nome di Scacchite ad una polveve rosso-mattone, rinvenuta incrostante su alcune lave del 1858 e 1859, la quale, dopo aver eliminato il selenio per azione del calore, risultava composta di ferro, titanio e piombo. In seguito, lo stesso Napoli (Boll. Accad. Aspiranti Naturalisti, 1861, pag. 62) ritenne quella sostanza un fluoruro di cerio, lantanio e didimio.

VESUVIANA di Thomson

Klaproth (*Beiträge zur chemischen Kenntniss der Mineralkorper*, 1810, V, 91) ha analizzato un calcare azzurrognolo del Monte Somma, per il quale trovò la composizione seguente:

> CaO 58 CO_2 28.50 H_2O alquanto ammoniacale 11 MgO 0.50 Fe_2O_3 0.25
> Carbone 0,25 SiO_2 1.25 Sa = 99.75.

Come riferiscono Monticelli e Covelli (*Prodromo della miner. vesuv.*, pag. 162), la varietà di calcare analizzata da Klaproth fu chiamata da Thomson *vesuviana*. Fino ad oggi, sulla vera natura di questa vesuviana non si è saputo nulla: anzi, delle ricerche di Klaproth sembra si sia perduta ogni notizia, benchè Scacchi (Catalogo dei minerali e delle rocce vesuviane, 1889, pag. 11) abbia fatto notare che l'acqua « in quantità proporzionale maggiore del due per cento si trova non rara nella calcite vesuviana, anche in quelle varietà non conformate in globetti come l'idrodolomite ».

Io ho ritrovato un campione di calcare di colore azzurro pallido, che per i caratteri esterni molto somigliava alla *vesuviana* analizzata da Klaproth: avendo in esso determinato direttamente l'acqua, ottenni 11,31 %, una quantità, cioè, vicinissima a quella trovata da Klaproth, e questa coincidenza mi invogliò a ristudiare accuratamente quel calcare. L'esame di alcune sezioni sottili mi dimostrò che il calcare in questione non conteneva altre impurezze che poche particole di un minerale nero (magnetite?), opaco: si componeva, poi, di una sostanza torbidiccia, che qua e là, in taluni punti più traspa-

renti, lasciava riconoscere le proprietà della calcite: di questo minerale esistevano anche plaghe nette e pure. Nel calcare studiato l'acqua e legata assai fortemente, tanto che anche un po' al disopra di 200° non ne sfuggono che tracce minime. Un'analisi quantitativa dette il seguente risultato:

CO_2 32.24 Ca O 34.28 Mg O 20.03 Fe_2O_3 0.21 H_2O a 110° 0.43 H_2O (restante) 11.31
Ins. 1.30 Sa = 99.80.

La mia analisi concorda abbastanza bene con quella di Klaproth, se si riuniscono insieme Ca O e Mg O: è, quindi, pressochè sicuro che il celebre chimico abbia pesato insieme i due ossidi [1].

In base alle mie ricerche, perciò, la vesuviana del Thomson va considerata come una delle solite mescolanze di calcite e di carbonati basici di magnesio.

SERPENTINO

A questo minerale Monticelli e Covelli (*Prodromo della miner. vesuv.*, pag. 134) hanno riferito una sostanza verde, trovata in due soli campioni: una volta col « talco » e l'altra con qualche granato e della pirite. Se si trattava davvero di serpentino, è certo, come ha osservato Scacchi (Neues Jahrbuch für Min. geol. u. s. w., 1888, II, 140), che quei campioni non erano di provenienza vesuviana.

BISSOLITO

Scacchi (Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, 1874, VI, N. 9, pag. 64) ha riferito al *bissolito* di Saussure un minerale trovato sotto forma di filamenti bianchi, splendenti in un blocco rigettato dal Vesuvio nel 1872 ed incrostato dalla nuova lava. Scacchi ha ritenuto che il suo bissolito si sia formato appunto per azione della nuova lava, perchè è precisamente ove questa è penetrata nel blocco che si trova il bissolito. Io, però, credo che il bissolito abbia preesistito all'investimento del blocco da parte della lava; non è, infatti, esatto, che esso si presenti soltanto dove la nuova lava è penetrata: al contrario, le quantità maggiori di bissolito si trovano appunto in certe cavità del tutto prive di lava, ed abbastanza lontane dalle incrostazioni di questa. Il bissolito è accompagnato principalmente da melanite bruna e da ematite.

Sulla vera natura del bissolito di Scacchi sono stato lungamente esitante, perchè la scarsità del materiale non permette ricerche chimiche molto conclusive, ed il fatto che gli aghetti del minerale sono, per lo più, costituiti da fascetti di cristallini, non dà la possibilità di ottenere risultati precisi al goniometro.

In qualche cristallino meno imperfetto ho potuto, però, prendere delle misure passabili nella zona di allungamento. Per gli angoli che due facce parallele, più grandi, formano con delle altre più piccole, ho trovato spesso degli angoli variabili tra 30°5' e 30°40' od oscillanti, invece, intorno a 70°20'. Ora, nella wollastonite si ha $(100):(20\bar{1}) = 29°47'$ e $(100):(10\bar{2}) = 69°54\,^1/_2{}'$. In un altro cristallo, poi, ho misurato degli angoli, con una faccia un po' più estesa, di 84°50' e di circa 45°, mentre nella wollastonite si ha $(001):(100) = 84°35\,^1/_3{}'$ e $(001):(10\bar{1}) = 44°58\,^3/_4{}'$. In base a queste misure sembrerebbe, perciò, che il bissolito di Scacchi dovesse considerarsi come wollastonite. D'accordo con questa supposizione sta il fatto che io ho trovato che la direzione di allungamento, rispetto alla quale i cristalli esaminati sembrano presentare estinzione parallela, è spesso positiva, e che il piano degli assi ottici

[1]) Ciò è confermato dal metodo analitico impiegato dal Klaproth. Egli ha sciolto il minerale in acido diluito, al liquido separato dalla porzione insolubile ha aggiunto ammoniaca in eccesso, e, dopo aver filtrato dal poco idrato di ferro e di magnesio formatisi, ha aggiunto carbonato di sodio: il precipitato seccato a caldo è stato considerato formato da solo carbonato di calcio.

è parallelo a (010), se i nostri aghetti si considerano allungati nella direzione di *b*, come accade, appunto, nella wollastonite. Scacchi, operando su 10 mg. di sostanza, avrebbe accertato l'esistenza nel suo bissolito del silicio, del calcio e del magnesio: quest'ultimo potrebbe provenire da impurezze, e, del resto, in piccole quantità è stato spesso rinvenuto nella wollastonite. In base a quanto si è detto, sembra probabile che il bissolito di Scacchi sia da riferirsi alla wollastonite, tanto più che esso non è del tutto inattaccabile dagli acidi, come ha asserito lo Scacchi, ma solo decomponibile con difficoltà, operando su cristallini intieri.

È probabile che identico al bissolito di Scacchi sia stata la « breislakite bianca » di Monticelli (Atti R. Accad. delle Scienze di Napoli, 1844, V, 202), rinvenuta nelle cavità di una lava erratica, ad avvolgere dei cristalli di quarzo e dei piccoli romboedri di calcite.

Quanto alla « quarta peluria » dello stesso Monticelli (loc. cit., pag. 203), pure bianca, trovata in un calcare con pirosseno e sanidino, è possibile che pure sia stata wollastonite, per quanto il Monticelli la abbia riferita alla tremolite.

LITIDIONITE

E. Scacchi (Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, 1880, pag. 175) ha dato questo nome [1]) a dei lapilli di colore azzurro rinvenuti sul cratere del Vesuvio nel mese di giugno 1873. Si tratta di lapilli di forma molto variabile, col maggior diametro oscillante tra 7 e 25 mm., formati, per lo più, da una sostanza terrosa bianca [2]), ricoperta da una incrostazione vitrea o smaltoidea, azzurra, di spessore variabile, che in qualche punto presenta piccoli cristallini bislunghi. La sostanza azzurra ha la durezza 5,5 ed il peso spec. 2,535. Fonde facilmente, già alla fiamma di una lampada ad alcool. Dall'acido cloridrico è attaccata solo parzialmente.

Come media di due analisi E. Scacchi ha ottenuto:

$$Si\,O_2\ 71.57\quad Cu\,O\ 6.49\quad Fe\,O\ 4.02\quad K_2O\ 10.92\quad Na_2O\ 6.78\quad Sa = 99.78$$

Da questi risultati dello Scacchi si deduce, con sufficiente approssimazione, la formula $(Cu, Na_2, K_2)\,O \,.\, 3\,Si\,O_2$: è opportuno ricordare che Holmquist [3]) ha ottenuto artificialmente un composto $Na_2Ti_3O_7$.

E. Scacchi per fusione dei componenti ha potuto riprodurre il vetro azzurro da lui studiato.

NEOCIANITE *(Neociano)*

A. Scacchi (Rendiconto R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, 1881, pag. 11 e Atti IX, N. 5) ha chiamato *neociano* [4]) un minerale di colore celeste, rinvenuto nel cratere vesuviano nel mese di ottore 1880, insieme specialmente a tubercoli di silice granulare.

Mediante l'esame microscopico, Scacchi stabilì che il nuovo minerale si presentava in forma di minutissimi cristallini monoclini, tabulari secondo {010}, e molto allungati nella direzione dell'asse *c*. Oltre che dalle tracce di {100}, questi cristallini erano delimitati da quelle di due pinacoidi {101} e {$\bar{1}$01}, inclinati su {100} il primo di 53° ed il secondo di 71°. Spesso due o più cristallini sono insieme raggruppati.

---

[1]) λιθίδιον = lapillo.

[2]) Essa è, probabilmente, niente altro che opale, avendo E. Scacchi stabilito che contiene 91,49 e 90,96 % $Si\,O_2$.

[3]) Bullet. geol. Inst. of Upsala, 1896, III, N. 5.

[4]) Da νέος nuovo e κύανος, azzurro.

Le ricerche da me eseguite su numerosi cristalli abbastanza ben formati mi hanno condotto a risultati notevolmente diversi da quelli di Scacchi. Io, infatti, ho trovato che le tracce dei due pinacoidi $\{h0l\}$ e $\{\bar{h}0l\}$ formano con quelle di {100} degli angoli di 118° e di 113° rispettivamente, abbastanza differenti da quelli di 127° e 109° indicati da Scacchi. In qualche caso, tra il pinacoide inclinato di 113° e {100} se ne intercala un altro, le cui tracce formano con [001] un angolo di 137°. Se il pinacoide ad angolo di 118° si prende come {001} e l'altro inclinato su [001] di 113° come $\{\bar{1}01\}$, si ha $c/a = 0{,}844$.

Su {010} una direzione di massima estinzione (positiva) forma con [001] nell'angolo acuto β un angolo di circa 22°: su quella stessa faccia, in luce convergente, si osserva emersione di un asse ottico all'orlo del campo. Il pleocroismo è pressochè insensibile. I minuti cristalli, del resto, appaiono quasi incolori.

Scacchi aveva dapprima considerato la neocianite come un silicato anidro di rame: in seguito, fu di avviso che costituisse un sale basico di rame derivato da un acido del quale non potè scoprire la natura. La rarità della neocianite non mi ha permesso di eseguire ricerche precise: tuttavia, mi sembra innegabile una certa analogia tra la neocianite e la litidionite. Disgraziatamente, nemmeno con i liquidi pesanti sono riuscito a separare la neocianite dall'opale, tanto i due minerali sono intimamente commisti. Mi sembra di poter affermare che la neocianite è un silicato, e potrebbe darsi che la perdita osservata da Scacchi, e da lui ascritta ad un acido ignoto, sia dovuta ai metalli alcalini.

La neocianite al cannello fonde, ed è facilmente decomposta dagli acidi nitrico e cloridrico.

Insieme alla neocianite, sono stati rinvenuti anche una sostanza sugherosa, composta di aghetti bianchi, e ritenuta una particolare varietà di anfibolo, e dei cristallini bruno-giallicci, del tutto indeterminati, fortemente aderenti alle scorie.

AGGIUNTE E CHIARIMENTI

Pag. 9. Per quel che riguarda i minerali che il Thomson avrebbe per il primo osservato al Monte Somma o al Vesuvio, è da notare che per qualcuno di essi non è escluso che il Thomson lo abbia, in realtà, rinvenuto altrove. Questo dubbio spiega come in tali casi io non abbia, nella descrizione dei minerali relativi, ricordato il Thomson, ma bensì le sole osservazioni che con tutta certezzza si riferiscono al nostro vulcano.

» 9. Alla lista di coloro che hanno arricchito nel secolo XIX la mineralogia vesuviana di nuove specie o di minerali sfuggiti ad altri osservatori possono aggiungersi Napoli, Leneček e, specialmente, Freda.

» 9. Nella sua classica Memoria del 1858, il Sorby si occupò, oltre che dell'idocrasio (cfr. pag. 268), anche di altri minerali vesuviani. Egli osservò inclusioni vetrose nell'augite della lava vesuviana, nella leucite, nella nefelina e nel sanidino: in questi due ultimi minerali rinvenne anche inclusioni liquide e gassose. Inclusioni liquide furono osservate, inoltre, dal Sorby nella aragonite del Monte Somma.

» 11. Tra i minerali scoperti da Scacchi sono stati menzionati soltanto quelli che costituiscono indubbiamente specie distinte.

» 26. **Realgar.** A proposito delle croste fuse contenenti As e S in proporzioni variabili, credo opportuno ricordare che il Rinne (Centralblatt für Min. Geol. u. s. w., 1902, pag. 499) ha studiato delle crosticine rosso-brune, giallo-rossiccie in frammenti sottili, amorfe, trovate sulle andesiti del vulcano Papandajan, presso Garut, isola di Giava, perfettamente somiglianti, per colore, composizione, ecc. a quelle vesuviane. Il Rinne ha proposto di chiamare *Arsenosulfurite* le miscele amorfe di S e di As, il che mi sembra accettabile.

» 28. **Pirrotina.** Non va taciuto che per il minerale da lui descritto, e da Scacchi riferito alla pirrotina, il Covelli (1) propose il nome di « pirite nera del Vesuvio ».

» 40. **Clorammonio.** Il Guiscardi (19) aveva ritenuto che nelle varietà bianche di clorammonio da lui studiato potesse trovarsi anche l'ittrio, ma della presenza di questo elemento non ha più fatto parola in seguito (20).

» 51. **Cloralluminite.** Questo minerale, a stretto rigore, doveva porsi fra i cloruri idrati: si deve soltanto all'aver seguito l'ordinamento del Dana se si trova vicino alla molisite.

Pag. 62. **Quarzo.** Monticelli (Atti R. Accad. delle Scienze di Napoli II (1), 77: Memoria letta il 10 luglio 1823) ha per il primo descritto nella cavità della lava di Pollena il quarzo massiccio o in granuli, talora ricoperto da calcite.

» 64. **Opale.** Le incrostazioni di opale raccolte dal Guiscardi, delle quali parla Scacchi, sono state brevemente descritte dallo stesso Guiscardi negli Annali del Reale Osservatorio Meteorologico Vesuviano, Cap. 3° (pag. 71), che è intitolato « Cronaca del Vesuvio dal 1855 al 1859 », e che ha la data del 1859. Quell'opale, perciò, che contiene, secondo Guiscardi, 91,83 % SiO_2, non può essere stata raccolta, come riferisce Scacchi, nel 1860.

» 65. **Cuprite.** Hausmann (*Handbuch der Mineralogie*, I, 210) ha riferito alla cuprite dei rivestimenti rossicci di blocchi rigettati scoriacei, ma in tali condizioni si rinviene l'ematite e mai, almeno con certezza, è stata finora osservata la cuprite.

» 76. **Magnetite.** A proposito delle forme cristalline della magnetite pneumatolitica, è da notare che Lacroix ((16), pag. 86, nota [1]) ha ricordato cristallini {111} {110} di magnetite nelle geodi di un blocco rigettato nel 1906, le cui pareti erano tappezzate da cristalli giallastri di sodalite, sui quali riposavano augite verde scura, aghi di anfibolo, magnetite, lamine esilissime di biotite quasi incolora. La presenza di {110} nella magnetite pneumatolitica vesuviana è, in ogni modo, da considerarsi come eccezionale, e non è nemmeno improbabile che si tratti soltanto di facce apparenti, dovute a fenomeni di accrescimento, come io stesso ho avuto occasione di osservarne.

» 79. **Magnesioferrite.** I cristalli di Cancherone descritti da Scacchi, furono da Kenngott (*Uebersicht der Resultate mineralogischer Forschungen im Jahre 1854*, pag. 115) considerati come veri cristalli di martite.

» 84. **Sassolino.** Guiscardi (*Notizie vesuviane.* Il Giambattista Vico, pag. 462) riferisce aver ricevuto al tempo dell'eruzione del 1855 una paglietta di acido borico.

» 95. **Trona.** Mediante l'esame dei campioni originali, ho potuto accertarmi che la sostanza trovata dal Matteucci è identica al trona.

» 98. **Sanidino.** Nelle laminette di questo minerale, schiacciate secondo {010}, delle pareti delle fenditure della lava del 1631, Lacroix ((40), pag. 66) ha osservato le forme {010} {110}. {001} $\{\bar{1}01\}$ $\{\bar{2}01\}$.

Ho rinvenuto recentemente, in un blocco del Monte Somma, dei cristalli molto ricchi in facce, nei quali parecchi spigoli sono smussati da esili faccette, alle volte un po' curve, altre volte piane e regolari. La maggior parte di queste faccette sono vicinali a forme a simboli semplici, come si è già visto a pag. 100-101. Le nuove osservazioni fatte mi confermano nell'idea che si tratti di facce di prerosione.

Sopratutto notevole era un cristallino con le forme comuni {010}, secondo la quale il cristallo era tabulare, {001}, {100}, {110}, {130}, $\{\bar{1}01\}$ e $\{\bar{2}01\}$ (quest'ultima piccola), e varie forme nuove o rare. Nella zona [010] vi era una faccetta esilissima, che ha fornito una discreta misura, e che è da considerarsi come $\{\bar{2}03\}$, ed inoltre un'altra faccia meno esile, che è identica al nuovo pinacoide $\{\bar{7}04\}$, già osservato in un altro cristallo e descritto a pag. 100, come risulta dall'angolo

$$(001):(\bar{7}04) = 75^\circ 10' \text{ mis.} \qquad 75^\circ 8\,^1/_4{}' \text{ calc.}$$

Gli spigoli $[20\bar{1}:110]$ e $[20\bar{1}:1\bar{1}0]$ sono smussati da esili faccette, che danno, però, misure sufficientemente precise. Due di queste faccette, esilissime, sono da ritenersi come $(42\bar{1})$ e (121): esse formano con $(20\bar{1})$ angoli di 26° circa,

mentre il valore teorico è 25°59'. Un'altra faccia meno sottile, che ha dato una buona misura, è da identificarsi con $(31\bar{1})$:

$$(31\bar{1}):(20\bar{1}) = 17°22' \text{ mis.} \qquad 17°22' \text{ calc.}$$

A quest'ultima forma si avvicina una faccetta trovata in un altro cristallo (pag. 101), nel quale si era pure osservata $\{\bar{4}21\}$: le due forme $\{\bar{4}21\}$ e $\{\bar{3}11\}$ vanno considerate, ora, come sicuramente determinate.

Il cristallo in esame, oltre queste due forme, presenta due esili, ma buone facce, una nella zona $[20\bar{1}:110]$ e l'altra nella zona $[20\bar{1}:1\bar{1}0]$. Con $(20\bar{1})$ formano angoli di 4°5' e 4°2' rispettivamente. Il simbolo che spetterebbe a queste due facce è, però, complicato, sicchè vanno considerate semplicemente come vicinali a $\{20\bar{1}\}$.

Anche nella zona $[010:11\bar{1}]$ si hanno delle forme di prerosione. Una di esse ha due faccette, che con $(10\bar{1})$ formano angoli di 35°23' e 35°42': si tratta, perciò, di vicinali a $\{\bar{2}32\}$, per la quale si calcola $(23\bar{2}):(10\bar{1}) = 37°4'$. L'altra forma da me osservata si presentava con un'unica faccetta, inclinata su (010) di 77°14', ed è vicinale, perciò, a $\{\bar{2}12\}$. ($(010):21\bar{2}) = 75°52'$ calc.).

Pag. 135. **Leucite trasformata in calciocancrinite.** La descrizione dei campioni originali di Freda, che dimostra trattarsi non di calciocancrinite, ma di un'alterazione assai complessa, si trova a pag. 255.

» 139 e 153. **Leucite** e **Augite.** Circa le eruzioni di leuciti e di augiti libere dal Vesuvio, il Mercalli (*I vulcani attivi della Terra*, 1907, pag. 106) riferisce che se ne sieno avute nel 1812, 1813, 1822, 1828, 1839, 1844, 1845, 1846 e 1847. A. Scacchi, invece, nella sua Memoria sulle eruzioni polverose e filamentose dei vulcani (Atti R. Acc. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, S. 2ª, vol. II, N. 10, 1886), dice che l'eruzione di cristalli liberi di leucite si è verificata per la prima volta nell'aprile 1845; nella Nota sulla cenere vulcanica (Rend. della R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, anno XI, pag. 180, 1872) si esprime ancora più decisamente così: « L'eruzione dei cristalli di leucite non è stata osservata, per quanto io ne sappia, che poche volte, dal mese di aprile del 1845 sino al mese di gennaio del 1849 ».

Diopside-augite.

» 148. Alle combinazioni dell'augite va aggiunta la seguente: *bcmfizso*, osservata da Hessenberg (24) nelle varietà di colore verde sporco, verde gialliccio e giallo d'oro, da lui a torto considerate come diopside.

» 150. Circa le associazioni regolari di biotite e augite nei blocchi del 1872, è da osservare che Scacchi ((30), pag. 25) le ha descritte per il primo, ponendo in luce, però, soltanto il parallelismo delle facce {001} della mica e {100} dell'augite.

» 168. Circa l'*attinoto* di Monticelli e Covelli deve notarsi che questo minerale si trova menzionato già in Brocchi, *Catalogo ragionato di una raccolta di rocce, ecc.*, 1817, pag. 222.

» 213. **Sodalite.** È da ricordarsi, per i cristallini delle pareti delle fenditure della lava del 1631, quanto si è detto a pag. 83.

» 214. **Molibdosodalite.** Recentemente, questo minerale è stato da me osservato, insieme a nefelina e sanidino, sotto forma di cristallini giallastri, nelle geodi di un blocco calcareo, profondamente metamorfosato, ricco in mica e povero in olivina.

» 238. **Fayalite.** Ho ritrovato dei campioni del « peridoto bruno » di A. Scacchi: si tratta di piccoli cristallini, con gli angoli e l'orientazione ottica della fayalite, nei quali possono distinguersi nettamente due tipi. Al primo tipo appartengono

dei cristallini tabularissimi secondo {010} ed allungati nella direzione dell'asse *a*, con le forme {010} {100} {021} {101} e {111}, delle quali le due ultime, e specialmente {111}, sono assai piccole. Nei cristalli dell'altro tipo domina, invece, {100}, seguita in estensione da {010}: tra questi due pinacoidi si notano facce piuttosto esili di {120} e di {110}. Le forme terminali sono {021} grande, {101}, più piccola, e {111} piccolissima. Questi cristallini sono pochissimo allungati nella direzione dell'asse *c*, anzi, spesso, sono presso a poco ugualmente estesi secondo *c* e *b*. Il pleocroismo è netto: $c =$ bruno giallastro chiaro $b =$ bruno ligneo chiarissimo $a =$ bruno ligneo più cupo. L'assorbimento è $c > a > b$.

Pag. 271. **Zircone.** Assai singolare è, per il zircone, il presentarsi in un blocco calcareo con mica, olivina e pleonasto, nel quale si apre una geode tappezzata da molti e grandi cristalli di idocrasio, pochi di anfibolo e molti di nefelina raggruppati. Sull'anfibolo e più specialmente sull'idocrasio, si trovano profondamente impiantati dei piccoli cristallini perfettissimi di zircone azzurrastro, con le forme {111} {110} {331} in ordine di estensione, e col solito habitus bipiramidale.

Errata-Corrige

pag.	riga	si legga	invece di
32	10 dall'alto	Covelli (7)	Covelli (5)
47	17 »	68°18′42″	67°18′42″
64	41 »	Scacchi (8)	Scacchi (7)
67	14 dal basso	1825	1835.
77	nota [1]) in alto	Wiser (9)	Wiser (7)
77	19 dall'alto	Strüver (14)	Strüver (13)
79	18 »	Monticelli e Covelli (5)	Monticelli e Covelli (4)
112	21 »	G. Rose (1)	G. Rose (4)
112	14 dal basso	Beckenkamp (26)	Beckenkamp (23)
117	14 dall'alto	Viola (51)	Viola (31)
119	12 »	Penfield e Sperry (35)	Penfield e Sperry (34)
119	14 »	Strüver (20)	Strüver (29)
131	16 »	Tschermak (95)	Tschermak (94)
131	40 »	Arfvedson	Arfredson
138	nota [1]), riga 6ª	melilite (vedi pag. 255)	meionite.
151	12 dall'alto	Wedding (25)	Wedding (22)
175	14 »	Monticelli (14)	Monticelli (19)

INDICE

PREFAZIONE . . . . Pag. 1
CENNI STORICI SUI PROGRESSI DELLA MINERALOGIA VESUVIANA . . . . . . » 5
CENNI SULLA DIVERSA GIACITURA ED ORIGINE DEI MINERALI VESUVIANI . . . » 13

PARTE SPECIALE

Elementi

Solfo α . . . . . . Pag. 22
Solfo β . . . . . . » 23
Selenio . . . . . . » 24
Grafite . . . . . . » 24
Silvestrite . . . . . . » 25

Solfuri

Realgar . . . . . . » 25
Orpimento . . . . . . » 27
Molibdenite. . . . . . » 27
Pirrotina . . . . . . » 28
Calcopirite . . . . . . » 29
Pirite . . . . » 30
Galena . . . . . . » 30
Blenda . . . . . . » 32
Covellite . . . . . . » 33
Millerite . . . . . . » 34

Aloidi

Alite . . . . . } » 34
Silvite. . . . . }
Clorammonio . . . . . » 36
Idrofilite . . . . . . » 41
Fluorite . . . . . . » 42
Sellaite . . . . . . » 43
Cloromagnesite . . . . . » 44
Lawrencite . . . . . . » 45
Scacchite . . . . . . » 45
Cotunnite . . . . . . Pag. 45
Pseudocotunnite . . . . . » 48
Clorocalcite. . . . . . » 50
Molisite . . . . . . » 51
Cloralluminite . . . . . » 51
Cloromanganocalite . . . . » 52
Criptoalite . . . . . . » 53
Hieratite . . . . . . » 54
Matlokite . . . . . . » 55
Atacamite . . . . . . » 55
Melanotallite . . . . . » 56
Idromelanotallite . . . . » 57
Atelite . . . . . . » 58
Eriocalcite . . . . . . » 59
Eritrosiderite . . . . . » 60
Kremersite . . . . . . » 61

Ossidi

Quarzo . . . . . . » 62
Tridimite . . . . . . » 63
Opale . . . . » 63
Cuprite . . . . . . » 65
Periclasite . . . . . . » 65
Calce . . . . » 66
Massicottite. . . . . . » 67
Tenorite . . . . . . » 67
Ematite . . . . . . » 70
Magnetite . . . . . . » 76
Magnesioferrite . . . . . » 79
Spinello . . . . . . » 80

Hausmannite . . . . Pag. 83
Pseudobrookite . . . . » 83
Limonite . . . . . » 84
Sassolino . . . . . » 84
Brucite . . . . . » 85
Triossido d'antimonio. . . » 85

Carbonati

Calcite . . . . . » 86
Dolomite . . . . . » 88
Siderite . . . . . » 89
Magnesite . . . . . » 89
Aragonite . . . . . » 90
Azzurrite . . . . . » 93
Termonatrite . . . . » 93
Natron . . . . . » 94
Trona . . . . . . » 94
Idromagnesite . . . . » 95
Idrogiobertite . . . . » 95
Idrozincite . . . . . » 97

Silicati

GRUPPO DEI FELDSPATI.
Ortoclasio o Sanidino . . » 98
Oligoclasio e Andesina . » 107
Labradorite . . . . » 110
Anortite (e bytownite) . » 110
Leucite . . . . . » 124
GRUPPO PIROSSENO.
Enstatite . . . . » 140
Diopside — Augite . . » 143
Egirinaugite, acmiteaugite ed egirina . . . . » 153
Wollastonite . . . » 157
Hiortdahlite. . . . » 162
GRUPPO ANFIBOLO . . . » 167
GRUPPO NEFELINA . . . » 177
Caliofilite . . . . » 179
Nefelina . . . . » 182
Natrodavyna . . . » 188
Davyna-Microsommite . . » 191
Cancrinite . . . . » 201
Calciocancrinite . . . » 202
GRUPPO SODALITE.
Sodalite . . . . » 210
Molibdosodalite . . . » 214
Haüynite . . . . » 217
Lasurite o Lapis-lazuli . » 220
GRUPPO GRANATO.
Grossularia . . . } » 221
Almandino . . . }
Andradite . . . }
Melanite . . . }
GRUPPO CRISOLITE.
Monticellite. . . . Pag. 224
Forsterite . . . . » 227
Olivina . . . . . » 232
Fayalite . . . . » 236
GRUPPO SCAPOLITE . . . » 238
Meionite . . . . » 239
Wernerite . . . . » 244
Mizzonite . . . . » 245
Sarcolite . . . . . » 247
Melilite . . . . . » 251
Åkermanite. . . . . » 255
Idocrasio . . . . . » 257
Zircone . . . . . . » 270
GRUPPO EPIDOTO.
Epidoto . . . . » 271
Ortite . . . . . » 272
Cuspidina . . . . . » 273
GRUPPO HUMITE. . . . » 276
Condrodite . . . . » 279
Humite . . . . » 283
Clinohumite. . . . » 286
Ilvaite. . . . . . » 289
ZEOLITI.
Phillipsite . . . . » 290
Analcime . . . . » 295
Scolecite . . . . » 296
Thomsonite . . . . » 296
Biotite . . . . . . » 299
Caolino . . . . . . » 306
Garnierite . . . . . » 306
Titanite . . . . . . » 306
Disanalite . . . . . » 309

Fosfati e vanadati

Apatite . . . . . . » 309
Wagnerite . . . . . » 313
Vesbina . . . . . . » 315

Solfati

Aftitalite . . . . . » 316
Thénardite . . . . . » 321
Mascagnite . . . . . » 322
Anglesite . . . . . » 322
Palmierite . . . . . » 323
Anidrite . . . . . . » 324
Bassanite . . . . . » 327
Idrocianite . . . . . » 328
Clorotionite. . . . . » 329
Euclorina . . . . . » 331
Dolerofanite . . . . » 333
Vernadskijte . . . . » 337

Linarite . . . . . . Pag. 339
Mirabilite . . . . . . » 339
Exantalite . . . . . . » 339
Gesso . . . . » 340
Epsomite . . . . . . » 341
Cupromagnesite . . . . . » 341
Melanterite. . . . . . » 342
Calcantite . . . . . . » 342
Singenite . . . . . . » 342
Picromerite. . . . . . » 344
Cianocroite . . . . . . » 345
Calinite . . . . . . Pag. 345
Allumogeno. . . . . . » 347
Voltaite . . . . . . » 348
Metavoltina. . . . . . » 348

APPENDICE AI SOLFATI

Solfato di zinco . . . . . » 350
» » manganoso . . . » 350
Langite? . . . . . . » 350
Coquimbite? . . . . . » 351
Websterite . . . . . . » 351

APPENDICE

MINERALI IMPERFETTAMENTE DEFINITI

Scacchite di R. Napoli . . Pag. 352
Vesuviana di Thomson . . » 352
Serpentino . . . . . . » 353
Bissolito . . . . . . Pag. 353
Litidionite . . . . . . » 354
Neocianite . . . . . . » 354

Aggiunte e chiarimenti . . . . » 356
Errata-Corrige . . . . » 360

INDICE ALFABETICO DEI MINERALI

A

	Pag.
Abrazite	291
Acido borico	84
Acmiteaugite	153
Aftitalite	316
Aftalosa	316
Åkermanite	255
Albite	107
Alite	34
Allume potassico	345
Allumogeno	347
Almandino	221
Amfigeno	124
Amphigène de chaux?	136
Amianto	157
Analcime	133, 295
Analcime carnea	247
Andesina	107
Andradite	221
Anfibolo	167
Anfibolo bianco	239
Anglesite	322
Anidrite	324
Anortite	110, 136
Antimonio	71
Antimonio (triossido)	85
Apatite	309
Apofillite	296
Aragonite	90
Asbesto	157
Atacamite	55
Atelina, Atelite	58
Attinoto	168, 358
Augite	143, 358
Azzurrite	93

B

	Pag.
Bassanite	327
Belonesia, Belonesite	43
Berillo	126
Beudantina	179
Biotina	112
Biotite	299
Bismuto	71
Bissolito	289, 353
Blenda	32
Breislakite	170, 289
Brocchite	277
Brucite	84
Bytownite	110

C

	Pag.
Cabasite	291
Calcantite	342
Calce	66
Calciocancrinite	135, 138, 202, 255
Calcite	86
Calcopirite	29
Calinite	345
Caliofilite	134, 179
Cancrinite	201
Caolino	133, 306
Cavolinite	191
Cianocroite	345
Cianocroma	345
Clinohumite	286
Cloralluminio, Cloralluminite	51, 356
Clorammonio	36, 356
Clorocalcite	50
Cloromagnesite	44

Pag.
Cloromanganocalite 52
Clorospinello 81
Clorotionite 329
Comptonite 296
Condrodite. 279
Coquimbite 351
Cotunnia, Cotunnite 45
Covellite 33
Crifiolite 313
Criptoalite. 53
Crisolite 232
Cristianite. 112
Cuprite 65, 357
Cupromagnesite. 341
Cuspidina 273

D

Davyna 135, 191
Desmina 297
Diocroma 271
Diopside 143, 358
Disanalite 309
Dolerofanite, Dolerofano . . . 333
Dolomite 88

E

Egirina 153
Egirinaugite 153
Eisspath 98
Ematite 70
Enstatite 140
Epidoto 145, 271
Epsomite 341
Eriocalcite, Eriocalco . . . 59
Eritrosiderite, Eritrosidero . . 60
Euclorina 331
Eudialite 211
Exantalite, Exantalosa . . . 339

F

Facelite, Facellite 179
Fayalite 236, 358
Feldspato glaciale 98
Ferro ossidato rosso di rame . . 74
Fluorite 42
Forsterite 227
Fuchsite 301

G

Galena 30
Garnierite 306

Pag.
Gesso. 340
Giacinto bianco. 239
Giacinto vulcanico 257
Gismondina 291
Glaserite 316
Grafite 24
Grammatite 168
Granato 221
Granato bianco 126
Granulina 63
Grossularia 221
Guarinite 162

H

Hausmannite 83
Haüynite 136, 217
Herschelite 291
Hieratite 54
Hiortdahlite 162
Humboldtilite 251
Humite (Gruppo) 276
Humite 283
Humite Tipo 1° 283
Humite Tipo 2° 279
Humite Tipo 3° 286
Hyacinthine 257

I

Idocrasio 257
Idrocianite, Idrociano . . . 328
Idrodolomite 97
Idrofilite 41
Idrogiobertite 95
Idromagnesite 95
Idromagnocalcite 97
Idromelanotallite 57
Idrozincite. 97
Ilvaite 289

K

Kalkcancrinit 202
Kaluszite 342
Kremersite 61

L

Labradorite 110
Langite 350
Lapis-lazuli 220
Lasurite 220
Låwrencite 45

	Pag.
Leucite	124, 358
Leucolite	126
Limonite	84
Linarite	339
Litidionite	354

M

Magnesioferrite	79, 357
Magnesite	89
Magnetite	76, 357
Magnoferrite	79
Mascagnite	322
Massicottite	67
Matlockite	55
Meionite	239
Melaconisa	67
Melanite	221
Melanotallite, Melanotallo	56
Melanterite	342
Melilite	251
Mesotipo	291
Metavoltina	348
Mica	299
Microsommite	135, 191
Millerite	34
Mirabilite	339
Mizzonite	245
Molibdenite	27
Molibdosodalite	214, 358
Molisite	51
Monticellite	224

N

Natrodavyna	188
Natrolite	291
Natron	94
Nefelina	136, 182
Neocianite, Neociano	354
Neocrisolite	236

O

Occhi di pernice	126
Oligoclasio	107
Olivina	232
Opale	63, 357
Orpimento	27
Ortite	272
Ortoclasio	98

P

	Pag.
Palmierite	323
Periclasia, Periclasite	65
Peridoto	232
Peridoto bianco	227
Petroselce argilloso cristallizzato	126
Piombo muriato corneo	47
Plagioclasi	136
Pleonasto	81
Phillipsite	290
Picromerite, Picromeride	344
Pirite	30
Pirite arsenicale	71
Pirite ottoedra	144
Pirite nera	356
Pirotecnite	321
Pirrotina	28, 356
Prehnite	145
Pseudobrookite	83
Pseudocotunnia, Pseudocotunnite	48
Pseudonefelina	179, 182, 210

Q

Quarzo	62, 357

R

Rame	74
Realgar	25, 356
Riacolite	98
Rubino spinello	81

S

Sale ammoniaco	36
Salgemma	34
Salmiaco	36
Sanidino	98, 136, 357
Sarcolite	247
Sassolino	84, 357
Scacchite	45
Scacchite di R. Napoli	352
Scapolite (Gruppo)	238
Scolecite	296
Selenio	24
Selenite	340
Sellaite	43
Serpentino	353
Siderazoto	25
Siderite	89
Silvestrite	25
Silvite	34
Singenite	342
Sodalite	136, 210, 358
Solfato manganico	350
Solfato manganoso	350

Pag.
Solfato di zinco. 350
Solfo α 22
Solfo β 23
Somervillite 251
Sommite 182
Spinello 80
Stilbite 296, 301

T

Talco. 300
Tenorite 67
Termonatrite 93
Thénardite 321
Thomsonite 296
Titane oxydé aciculaire . . . 168
Titanite 306
Topazio 145
Tormalina 168
Tremolite 168
Tridimite 63
Triossido d'antimonio . . . 85
Trona 94, 357

U

Uranio ossidulato 301

V

Pag.
Vernadskijte, Vernadskyte. . . 337
Vesbina 315
Vesuviana 257
Vesuviana di Thomson . . . 352
Voltaite 348

W

Wagnerite 313
Websterite. 351
Wernerite 244
Wollastonite 157

Z

Zeagonite 291
Zeoliti 290
Zircone 270, 359
Zolfo sfruttato 22
Zolfo vero. 22
Zurlite 157, 251
Zurlonite 157

finita di stampare il dì 1 Agosto 1910

Vol. XIV, Serie 2.a N.° 7

ATTI DELLA R. ACCADEMIA

DELLE SCIENZE FISICHE E MATEMATICHE

IL CRATERE DI SANTA TERESA

NEI CAMPI FLEGREI

MEMORIA

del dottor F. STELLA STARRABBA

presentata nell'adunanza del dì 8 Gennaio 1910

INTRODUZIONE

Percorrendo la strada che da Fuorigrotta conduce ai Bagnoli, a metà d'essa circa s'incomincia a intravedere a sinistra, fra il verde di lussureggianti vigneti e di frutteti rigogliosi, una piccola elevazione del suolo. L'occhio dell'osservatore vi noterà subito la forma d'un cono tronco assai presso alla base, forma caratteristica di molti dei colli dei Campi Flegrei. Chi poi dalle balze di Posillipo volga lo sguardo alla sottostante pianura dei Bagnoli, scorgerà nel mezzo di essa la stessa appena percettibile elevazione disegnarsi in forma di prominenza anuliforme, che va assottigliandosi, sino ad interrompersi un breve tratto, nella parte meridionale.

Quanti geologi si sono occupati dei Campi Flegrei non hanno trascurato, eccetto pochi, di far cenno di questa eminenza conosciuta sotto il nome di Montagnella o Montagnola di Santa Teresa; intorno ad essa hanno dato i più disparati pareri.

Primo a mentovarla è stato S. Breislak [1]). Parlando del promontorio di Posillipo, nel quale riconosce il resto d'un anello craterico il cui fondo era costituito da parte dell'attuale valle dei Bagnoli, dice: « In tal caso quella collina dei Monaci di Santa Teresa sarebbe una porzione restata in piedi di questo cratere ». Ricorda l'opinione d'alcuni: che la collina di Santa Teresa consti del materiale venuto fuori nello scavo eseguito dai romani della « grotta di Pozzuoli » ma nota: « ..... basta l'osservarla per essere convinto della falsità di quest'opinione, e riconoscere che essa non è composta di pezzi distaccati di tufo, ma da un masso uniforme ed unito, coperto nella maggior parte da terra vegetabile ».

---

[1]) S. Breislak, *Topografia fisica della Campania.* Firenze, 1797, pag. 218-219.

A. Scacchi ne parla nell' ultima delle sue « Lezioni di geologia », ove tratta dei vulcani della Campania. Egli dice: « Nei Campi Flegrei tutto si appalesa con tale chiarezza che spesso si riconoscono i luoghi delle eruzioni ed i loro effetti con quella stessa certezza che avremmo avuto se ne fossimo stati testimoni. I crateri che ora si trovano meglio conservati sono quelli di Campiglione, di Fossa Lupara, di Cigliano, di Astroni, della Solfatara, di Monte Nuovo, della Montagnella di Santa Teresa, di Porto Pavone nell'Isola di Nisida, di Monte Rotaro e Montagnone nell' Isola d' Ischia » [1]).

Riparlandone nelle « Memorie geologiche della Campania » dice: « Nel mezzo di questa pianura (dei Bagnoli) s' innalza di pochi metri quel piccolo colle isolato che si chiama Montagnella di Santa Teresa ed è formato di tufo con rari massi trachitici, senza alcuna cavità crateriforme. Probabilmente esso deve la sua origine a qualche piccolo incendio vulcanico quivi avvenuto » [2]). Colpisce il fatto di veder prima citato dallo Scacchi questo colle come uno dei crateri che ancora si trovano meglio conservati, mentre poi non esita a riconoscervi la mancanza d' una propria cavità crateriforme. A me sembra potersi affermare che Scacchi consideri la Montagnella di Santa Teresa come un vulcanetto ben distinto, nato per qualche piccolo incendio vulcanico avvenuto nel mezzo del piano dei Bagnoli, che non abbia conservato del tutto integro il suo apparato craterico.

J. Roth [3]) dopo aver riconosciuto nel piano che forma la valle dei Bagnoli un buon tratto di terra sottratto al dominio del mare, fa menzione d'una collina, a sud della strada dei Bagnoli « .....die erhebt sich kaum über die Ebene », la Montagnella di Santa Teresa che « ..... aus Tuff mit einzelnen Trachytmassen besteht », ma nulla dice della sua origine, riservando il suo giudizio, a causa forse dell' indecisione di Scacchi in proposito.

G. Mercalli [4]), dopo averla noverata fra i tanti crateri flegrei meglio conservati, aggiunge in nota: « La Montagnella di Santa Teresa è un conetto di 40 metri di altezza situato fra la strada dei Bagnoli ed il mare; essa si è probabilmente formata per un'eruzione avvenuta sul luogo, essendo tutta costituita dal tufo vulcanico in cui trovansi disseminati massi di trachite ».

R. T. Günther [5]) dice che la Montagnella di Santa Teresa è una bocca eruttiva in miniatura, esplosa nel campo dei Bagnoli, nel centro del vulcano di Santo Strato, ultimo sforzo della fase di attività vulcanica della regione. Nota anche come la sua maggiore erosione nella parte meridionale sia dovuta all' azione del mare.

W. Deecke [6]) parlando di questo piccolo « Eruptions-Kegel », dice soltanto: che tolte alcune bombe ricche di sanidino, null' altro presenta d' importante.

---

[1]) A. Scacchi, *Lezioni di geologia dettate nella R. Università degli Studi nei mesi di gennaio e febbraio del 1843.* Napoli, pag. 158.

[2]) A. Scacchi, *Memorie geologiche della Campania.* Napoli, 1849, pag. 44-45.

[3]) J. Roth, *Der Vesuv und die Umgebung von Neapel.* Berlin 1857, pag. 498.

[4]) G. Negri, A. Stoppani e G. Mercalli, *Geologia d' Italia,* Parte III. *Vulcani e fenomeni vulcanici.* Milano, 1883, p. 38.

[5]) R. T. Günther, *The Phlegrean Fields. The Geographycal Journal.* Oct. 1897, vol. X. N. 4, pag. 430.

[6]) W. Deecke, *Geologischer Führer durch Campanien.* Berlin, 1901, pag. 63.

G. De Lorenzo [1]) nel suo lavoro sull'attività vulcanica dei Campi Flegrei scrive: « Quasi sullo stesso tipo di Cigliano, invece, vale a dire quasi interamente formato di ceneri e pomici, con qualche rara scoria aggiunta, è un piccolissimo, appena percettibile vulcanetto chiamato di Santa Teresa, che si trova nel piano dei Bagnoli a Sud Est delle esterne pendici d'Agnano. Anche qui, come a Cigliano, i venti piovosi di Libeccio hanno demolito e distrutto la parte meridionale del cratere, di cui non rimane in piedi che la parte settentrionale curva come falce di luna ». Secondo De Lorenzo trattasi d'un piccolo vulcano dell'ultima serie d'eruzioni che ebbero luogo nei campi Flegrei, d'origine subaerea, d'età presso a poco eguale a quella degli altri crateri di Campana, Cigliano e Crisci, dei crateri interni d'Astroni e delle eruzioni laviche recenti della Solfatara.

Recentemente ed a lungo si è occupato della Montagnella C. De Stefani [2]). Ecco la sua opinione sulla natura di questa collinetta, espressa colle sue stesse parole: « Man könnte fragen ob die Montagnella nach Oeffnung des Tales (von Bagnoli) entstand oder vielmehr vorher, in welchem Falle hier ein Rückstand der Schichten sein würde, welche es zuerst bedeckten. Ich bin letzerer Meinung, denn sonst müsste die Montagnella ganz jung sein und die eruptive Ausrüstung würde sich in voller Unversehrtheit erhalten haben ».

Riporta infine le osservazioni petrografiche di Lacroix [3]) su d'un campione di sanidinite raccolto dal prof. Bassani sulla sommità della collina.

Questo è quanto s'è detto sinora sulla Montagnella di Santa Teresa da parte dei principali geologi che si sono occupati dello studio dei Campi Flegrei. Il primo di essi, Breislak e l'ultimo, De Stefani, vengono a conclusioni quasi identiche. Invece Scacchi, Mercalli, Günther, Deecke e De Lorenzo convengono nel riconoscere nella Montagnella non gli avanzi degli strati di tufo giallo che coprivano la valle dei Bagnoli, reliquie del cratere del Capo di Posillipo, come sostengono i primi, ma un piccolo vulcano indipendente sorto, come il Monte Nuovo, per accumulamento di materiale detritico, ed eroso in parte dall'azione degli agenti meteorici e dalle onde marine.

Scopo di questo lavoro è appunto di provare con quanto di positivo può desumersi dallo studio accurato ed obiettivo dei caratteri della Montagnella di Santa Teresa e dei rapporti e somiglianze cogli altri colli dei Campi Flegrei, quale ipotesi sulla sua origine sia meglio rispondente a verità.

Ad intraprendere questo studio sono stato consigliato ed aiutato dal prof. Giuseppe De Lorenzo, al quale esprimo vivissimi ringraziamenti. Ringrazio anche i professori Bassani e Rebuffat per avermi accolto negli Istituti da loro diretti, nei quali ho eseguito rispettivamente gli studî microscopico e chimico dei materiali. Al prof. F. Zambonini, nonchè al prof. G. Ponte, devo altresì la più viva gratitudine pei consigli ed incoraggiamenti di cui mi furono larghi nel corso dei miei lavori.

---

[1]) De Lorenzo, *The Phlegraean Fields Quarterly Journal of the geological Society of London.* 13 apr. 1904.

[2]) C. De Stefani, *Die Phlegräischen Felder.* Gotha 1907, pag. 92-93.

[3]) Lacroix, *Les enclaves des roches volcaniques.* Macon, 1893, pag. 375.

I MATERIALI

Lo studio dei materiali che compongono la Montagnella di Santa Teresa serve a ribadire meglio la distinzione in due periodi dell'ultima fase eruttiva della regione flegrea.

Infatti anche dal lato petrografico è evidente la recisa separazione, per quanto può essere permessa dalla variabilità di composizione del magma d'uno stesso focolare o d'un sistema di focolari contigui, fra i materiali che costituiscono l'ossatura della Montagnella, simili agli altri dei crateri di tufo giallo, e quelli che formano il cosidetto tufo grigio o « mappamonte » e che trovano il loro perfetto riscontro, ad esempio, nei tufi d'Astroni.

Il tufo giallo.

I materiali che costituiscono il tufo giallo, che in banchi compatti forma il corpo della Montagnella sono gli stessi che per tutti gli altri tufi dello stesso genere della regione flegrea, cosicchè descriverlo sarebbe ripetere quei caratteri ormai resi noti da quanti hanno studiato questa regione. Le medesime pomici e scorie trachitiche, spesso rivestite d'una patina biancastra o rossiccia per alterazione sofferta durante l'esplosione, sia che la pomice venisse emessa dal focolare vulcanico, sia che provenisse dallo sbranamento degli strati attraversati e squarciati dai vapori eruttivi; poi le medesime ceneri e gli altri materiali detritici e profondamente alterati, cementanti le pomici precedenti e gli altri frammenti di rocce allotigene ed autogene in un impasto consistente e leggero. Le pomici sono spesso così alterate da ridursi in polvere collo stringerle fra le dita. È notevole l'estrema scarsezza in questi tufi di cristalli o schegge di feldspati ed al contrario la relativa abbondanza di cristalli nitidissimi d'augite. Questi sono di piccole dimensioni, raggiungendo assai raramente la lunghezza massima di 5 mm. e presentano le comuni forme {110}, {100}, {010}, {$\bar{1}$11} e su (010) l'angolo d'estinzione c : c è di 48-50° nell'angolo ottuso β. Il colore varia dal verde chiaro al verde bottiglia sino al nero, nei cristallini più minuti. In questi tufi abbondano pure le lamine di biotite perfettamente opache, talvolta larghe, parecchi millimetri, fragilissime.

In abbondanza vi si trovano altresì i blocchi di rocce diverse e di diversa grandezza, fra i quali potremo distinguere quelli di rocce che nulla hanno di comune col magma delle esplosioni a cui si deve la formazione della Montagnella, da altri più abbondanti, ma di composizione uniforme, autogeni.

Inclusi autogeni del tufo giallo.

Occupiamoci anzitutto di questi ultimi, più importanti sia per la loro frequenza che per la loro composizione. Chi osserva per la prima volta i banchi di tufo della Montagnella non può non notare i numerosi e grossi frammenti d'una roccia nera, la quale si presenta ora compatta, ora in grosse bombe scoriacee e sempre d'una grande freschezza, tale da far credere essere dovute ad un'eruzione assai recente. I blocchi compatti si presentano con tessitura quasi uniforme, sulla quale spiccano

numerosi, piccoli punti biancastri di feldspati e luccicano le laminette di biotite. In alcuni punti sono alquanto bollosi ed il colore è grigio scuro, in alcuni campioni tendente addirittura al nerastro. Al microscopio questa roccia presenta una tessitura porfirica ipocristallina, ma il vetro è in quantità assai scarsa. Si distinguono nettamente due periodi di cristallizzazione: il primo è rappresentato da numerosi e relativamente grandi interclusi di feldspati basici. Ciascuna delle macchioline bianche al microscopio si mostra composta di cristallini di feldspati spesso ripetutamente geminati secondo la legge dell'albite. Hanno estinzione fortemente obliqua rispetto all'asse *c* ed alcuni individui presentano su (010) l'estinzione di $-33°$; trattasi di feldspati compresi fra la labradorite e la bytownite passanti anche sino alla bytownite pura e alla bytownite-anortite. Le loro dimensioni variano fra pochi decimi di millimetro e le aree cristalline che esse formano raggiungono talora le massime dimensioni di **1-1** $\frac{1}{2}$ millimetro. Fra gli altri interclusi notansi i cristalli idiomorfi ed alquanto erosi di augite, che talora presentano la struttura a clessidra ed in qualche caso struttura zonata. Raggiungono di rado le dimensioni di qualche millimetro, hanno estinzione su (010) $c : \mathfrak{c} = 48°\text{-}50°$ nell' angolo β ottuso e contengono qualche raro incluso di plagioclasi basici e magnetite. Assai raro vi è qualche prisma di egirinaugite. Egualmente numerose e di maggiori dimensioni sono le liste di biotite fortemente pleocroica e non molto corrosa, dal colore bruno, che raggiungono non di raro la lunghezza di 2-3 mm., mentre più numerose sono le scaglie di pochi decimi di millimetro. Rari sono invece gli interclusi di hornblenda che pel piccolo angolo d'estinzione $c : \mathfrak{c}$ nell'angolo acuto β inferiore a 10°, è da riferirsi all'hornblenda basaltica. Sono profondamente attaccati dal riassorbimento magmatico, di colore bruno e poco pleocroici.

La massa fondamentale consta di aghetti feldspatici minutissimi molto più acidi degli interclusi. Dal loro comportamento ottico e dalla costituzione chimica di questa roccia si conclude doversi attribuire al sanidino più o meno sodico. Accanto a queste liste di feldspato potassico se ne notano altre di dimensioni un po' maggiori appartenenti ai plagioclasi basici. Questi aghetti di rado arrivano ai due o tre decimi di millimetro di lunghezza, e talora sono ripetutamente geminati; si trovano generalmente riuniti in fascetti paralleli, oppure più spesso radiati secondo angoli varî; non presentano orientamento comune e sono cementati da una base vetrosa in quantità piuttosto scarsa e da un' impasto di minutissimi microliti feldspatici ed augitici. In quantità discreta vi sono contenuti i granuli di magnetite e sottili prismetti di apatite. L'olivina si riscontra eccezionalmente in piccoli cristalli idiomorfi senza traccia d'alterazione. I processi d'alterazione non hanno ancora attaccato questa roccia, che mostra al contrario la massima freschezza.

L' analisi chimica [1]) di essa ha dato i seguenti risultati:

$Si O_2$	56,43
$Ti O_2$	0,82
$Al_2 O_3$	19,00
$Fe_2 O_3$	3,54
$Fe O$	2,83
$Mn O$	tr.
$Mg O$	4,03
$Ca O$	5,08
$Na_2 O$	2,08
$K_2 O$	4,23
$H_2 O$ a 110°	0,13
$H_2 O$ sopra 110°	0,65
$P_2 O_5$	0,91
Cl	0,09
Totale	99,82

Originate dalle medesime segregazioni basiche del magma che formò i materiali autogeni della Montagnella sono i grossi blocchi a focaccia di scorie nere, abbondantissimi nel tufo giallo, il cui diametro massimo raggiunge anche il metro e talora lo sorpassa. Tali scorie sono assai porose ma i pori sono piuttosto piccoli e di eguale grandezza; sono leggerissime così da galleggiare per breve tempo nell' acqua, il colore è quasi nero e l'apparenza freschissima. Sono visibili ad occhio nudo solo le lamelle biotitiche dalle dimensioni che superano di rado i 2 mm. e qualche minutissima lamella feldspatica. Al microscopio si presenta fortemente vescicolosa e le vescicole sono di grandezza uniforme e rotondeggianti; la roccia si riduce alla stretta orlatura delle bolle. Consta di vetro con abbondanti microliti feldspatici e subordinatamente magnetite, sodalite, apatite, squamette di biotite; gli interclusi porfirici sono plagioclase, biotite e raramente augite comune.

Il vetro è giallo bruno con notevole quantità di globuliti ed inclusioni gassose. I microliti feldspatici appartengono al feldspato potassico, più o meno sodico e le liste allungate secondo a variano in lunghezza da 1/10 a 2/10 di mm.; frequentemente sono riuniti in fascetti paralleli o radiati; in iscarsa quantità vi si notano pure delle liste di dimensioni un po' maggiori appartenenti ai termini più basici dei plagioclasi. In sezioni normali ad a (sezioni di Becke) mostrano estinzioni fortemente oblique, che da $+ 32°$ salgono talora a $+ 42°$ sicchè si tratta di plagioclasi prossimi alla bytownite ed oscillanti tra la labradorite e l' anortite.

Poco abbondanti e di minime dimensioni sono la magnetite e l' ilmenite.

Frequenti sono le sezioni rotonde, che raggiungono raramente il diametro massimo di mm. 0,1, d'un minerale isotropo, incolore, poco rifrangente. Tali caratteri e la presenza di parecchio cloro (0,33) notata nell'analisi chimica riportata quì ap-

[1]) Analisi eseguita nell' Istituto di Chimica applicata del R. Politecnico di Napoli.

presso, lo fanno giudicare sodalite. Sono da notare inoltre i prismetti, alle volte di dimensioni notevoli, di apatite e le squamette di mica bruna, fortemente pleocroica i cui caratteri sono identici a quelli dei grossi interclusi porfirici di biotite, ai quali passano per dimensioni gradualmente crescenti.

Le segregazioni porfiriche feldspatiche hanno dimensioni raggiungenti talora il millimetro e constano di aggruppamenti di cristalli tabulati secondo M e variamente geminati. Alcuni interclusi più fortemente rifrangenti, con abbondanti inclusioni d'un vetro giallo bruno e gas rappresentano i termini più basici ed alcuni mostrano una forte corrosione. Uno di questi cristalli ha dato in sezione normale ad a un'estinzione di $+ 32^{\circ}$ ed un'altro in sezione parallela a (010) estinzione di $- 20^{\circ}$ rispetto allo spigolo (010) (001); si tratta dunque di individui con composizione intermedia fra labradorite e bytownite. È frequente il rivestimento di questi cristalli con una fascia sottile di sanidino. Altre poche inclusioni con aspetto vetroso appartengono a termini più acidi e sembrano potersi riferire all'andesina; raramente vi è mescolato qualche individuo di feldspato potassico. È notevole che in alcuni casi fan parte di queste plaghe plagioclasiche dei nuclei di magnetite probabilmente originati dalla decomposizione di minerali abbondanti di ferro. Fra gli interclusi porfirici in numero quasi eguale a quelli feldspatici vanno le laminette di mica di seconda specie. Raggiungono talvolta la lunghezza di 2 mm.; le lamine di sfaldatura presentano contorno esagonale irregolare. Al microscopio mostrano fortissimo plocroismo in sezioni normali al piano di sfaldatura, da un giallo bruno chiaro ad un bruno assai intenso. Generalmente le sezioni si presentano assai fresche solo pochissime sono attaccate dal riassorbimento magmatico. Raramente s'incontra l'augite e coi caratteri dell'augite comune. Le vescicole si presentano quasi sempre vuote colle pareti interne senza particolari degni di rilievo; le liste di feldspato si dispongono tangenzialmente al contorno e qualcuna mostra un debole incurvamento; eccezionalmente sono rivestite di calcite.

L'analisi chimica d'un campione di queste scorie ha dato i risultati seguenti:

SiO_2	55,52
TiO_2	0,80
Al_2O_3	18,60
Fe_2O_3	2,70
FeO	2,45
MnO	tr.
MgO	2,46
CaO	4,58
Na_2O	4,07
K_2O	6,67
H_2O a 110°	0,47
H_2O sopra 110°	1,43
P_2O_5	0,71
Cl	0,33
Totale	100,79

Confrontando le analisi chimica e microscopica si conclude col riconoscere la perfetta somiglianza fra le due rocce precedentemente esaminate.

Notisi specialmente la maggiore abbondanza nella scoria del potassio, e del sodio ed al contrario la quantità minore di elementi bi- e trivalenti, spiegata dalla piccola quantità di minerali ferriferi. Infatti in essa assai più rare sono le lamelle biotitiche e le inclusioni augitiche si può dire che mancano affatto, mentre abbondano i feldspati e il vetro. I loro coefficienti di acidità calcolati secondo il metodo di Loewinson-Lessing [1]), sono identici: infatti pel blocco andesitico si ha $\alpha = 2,01$ e per la scoria andesitica $\alpha = 2,02$. Sono quasi identici i rapporti della silice e della somma degli ossidi dei metalli mono- e bivalenti alla somma dei sesquiossidi. Mentre per la scoria andesitica si ha $\bar{R}O : R_2O_3 : SiO_2 = 1,57 : 1 : 4,62$ pel blocco andesitico si ha: $\bar{R}O : R_2O_3 : SiO_2 = 1,48 : 1 : 4,49$. La sproporzione nei rapporti $R_2O : \bar{R}O$, assai notevole, poichè essa è per la scoria 1 : 1,29 mentre per l' andesite è 1 : 2,93 è determinata dalla sovrabbondanza nella prima degli elementi feldspatici. Dunque non deve attribuirsi a tale rapporto una certa importanza, se non perchè serve da indice della distribuzione dei minerali colorati e feldspatici nella medesima roccia.

Analogie notevoli presentano con alcune rocce del cratere di Fondo Riccio illustrate da E. Manasse [2]). Mentre esse sono strettissime dal lato chimico, specialmente colle ialotrachiti nere ad augite ed egirina di Concola e Moscaglione (vedi Tabelle A e B delle analisi chimiche) una notevole divergenza mostra l'esame microscopico. Nelle rocce della Montagnella sopra esaminate l'augite che si riscontra solo nella varietà compatta ed è augite comune, manca quasi del tutto nella varietà scoriacea; nelle rocce di Fondo Riccio fra i minerali porfirici prevale l'augite insieme coll'egirina della quale invece non si ha traccia nelle rocce della Montagnella. In queste fra i minerali porfirici la biotite prevale più o meno decisamente sull'augite.

Dal lato microscopico sono invece analoghe le andesiti della Montagnella e la trachite andesitica di Fondo Riccio raccolta entro le scorie di quell'avanzo di cratere.

Non tutto il materiale autogeno del vulcano di Santa Teresa si presenta così basico e può stabilirsi tutta una serie graduale di passaggi che da queste scorie nere e relativamente pesanti conducono a quelle grigie, grigio-chiare essenzialmente vetrose ed assai leggere. L'unico elemento che vi è distinguibile ad occhio nudo è la mica in laminette nere, splendenti e fragilissime [3]). Le ossidiane e i vetri in genere non pumicei, sono meno frequenti delle pomici e scorie; sono limitati soltanto al rivestimento, delle grosse bombe scoriacee e sono sempre alquanto bollosi e privi di interclusi macroscopici. I frammenti di varia grandezza di vetro nero che entrano a far parte del tufo giallo a causa dei loro spigoli vivi e dell'alterazione più o meno avanzata, manifestata oltre che dalla fragilità anche dalla patina biancastra o rossiccia che li ricopre, si palesano piuttosto come frammenti di vetri strappati dagli agenti

---

[1]) Loewinson-Lessing, *Studien über die Eruptivgesteine.* Petersburg, 1899.

[2]) E. Manasse, *Rocce trachitiche del cratere di Fondo Riccio nei Campi Flegrei.* Rendic. R. Acc. dei Lincei, vol. XI, serie V, numeri 2, 3, 5.

[3]) Nella collezione di Rocce dei Campi Flegrei dell'Istituto geologico dell'Università di Napoli figura come proveniente dalla Montagnella di Santa Teresa un campione di scoria grigia a grossi interclusi porfirici di Sanidino. Trattasi certamente di qualche blocco incluso nel tufo grigio, sebbene io non ne abbia osservato nelle varie escursioni ivi compiute.

TABELLA *A*

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	a 110° H_2O	sopra 110° H_2O	P_2O_5	Cl	*Somma*
Montagnella di Sta Teresa															
Andesite	56,43	0,82	19.00	3.54	2,83	tr.	1,03	5,08	2,08	4,23	0,13	0.65	0,91	0,09	99.82
Scoria andesitica	55,52	0,80	18,60	2,70	2,45	tr.	2,46	4,58	4.07	6,67	0,47	1,43	0,71	0,33	100,79
Trachidolerite	53,27	0,08	16,49	5,11	2.30	tr.	3,39	8.78	3.66	5.24	0.83	1.81	0,41	0.05	101,42
Fondo Riccio															
Ialotrachite [1])	56,74	—	18.74	3,84	2,87	tr.	2.00	4,63	4,36	7,18	0,14	0,30	tr.	0,22	101,02
Idem [1])	57,25	—	19.93	4,83	2,27	0,09	1,78	3,40	4,43	6,69	0.25	0,24	tr.	0,29	101.72
Astroni															
Trachidolerite [2])	54,72	0,65	19.60	2,45	3,09	tr.	1.90	5,00	3,52	6,87	2,08		tr.	0,05	99,93
——														NO	
Banakite [3])	57,29	0.72	18,45	4,48	1,20	tr.	2.08	3.57	4,43	5,43	2.18		0,46	0,12	100,31
Gauteïte [4])	54,15	tr.	18,25	3,62	2,09	—	2,56	4,89	4,43	6.56	3,69		0.41	—	100,65

TABELLA *B*

Formule magmatiche di Loewinson-Lessing

	$\overline{R}O : R_2O_3 : SiO_2$			α	$R_2O : RO$	
Andesite della Montagnella di S.ta Teresa	1,48	1	4,49	2,01	1	2,93
Scoria andesitica » » »	1,57	1	4,62	2,02	1	1,29
Trachidolerite » » »	1,98	1	4,52	1,71	1	2,37
Ialotrachite di Fondo Riccio [1])	1,5	1	4,5	2,00	1	1,2
» » » [1])	1,3	1	4,3	1,98	1	1
Trachidolerite di Astroni [2])	1,52	1	4,48	1,97	1	1,38
Banakite [3])	1,20	1	4,37	2,08	1	1
Gauteïte [4])	1,57	1	4,48	1,95	1	1,3

[1]) E. Manasse, *Rocce trachitiche del Cratere di Fondo Riccio nei Campi Flegrei.* Rend. R. Acc. dei Lincei, vol. XI, ser. V, n. 2, 3, 5.

[2]) G. De Lorenzo e C. Riva, *Il cratere di Astroni nei Campi Flegrei.* Atti R. Acc. delle Scienze fis. e mat. di Napoli, vol. XI, ser. II, n. 8.

[3]) I. Iddings, *Absarokit Shoshonit-Banakit Series.* Journal of geology, vol. III, 935-959, 1895.

[4]) I. E. Hibsch, *Erläuterungen zur geologischen Karte des böhmischen Mittelgebirges.* Tschermaks Min. und Petr. Mittheilungen, XVII B., Wien, 1898.

esplosivi durante l'eruzione dagli strati attraversati e lanciati insieme coi materiali autogeni.

Ecco dunque quali conclusioni possono trarsi dagli esami chimico e microscopico di queste rocce che rappresentano delle variazioni basiche del magma del focolare della Montagnella di Santa Teresa. Riferendoci alla scala chimica di Loewinson-Lessing [1]) si dovrebbero ascrivere ai termini meno acidi del gruppo delle rocce neutre (Mesiti) e propriamente alla famiglia delle Andesiti, le cui formule tipiche secondo il precitato autore sono $\overline{R}O : R_2O_3 : SiO_2 = 1{,}7 : 1 : 5{,}2$ ed $\alpha = 2{,}2$. La loro costituzione microscopica ci mostra come gli interclusi sono prevalentemente plagioclasi oscillanti fra labradorite e bytownite, poi biotite e subordinatamente augite comune, mentre la massa fondamentale a base vetrosa in quantità variabile, consta principalmente di feldspato alcalino e subordinatamente di feldspati calcico-sodici, magnetite, etc. Anche la costituzione microscopica le fa attribuire alle Andesiti micacee pirosseniche. Notevole somiglianza mostrano poi colle rocce più acide, salvo la mancanza del quarzo, della serie Absarokite-Shoshonite-Banakite del Parco Nazionale di Yellowstone e dintorni illustrata da Iddings [2]). Così pure colla Gauteite feldspatica [3]). Dunque il magma dal quale provengono i materiali costituenti la Montagnella non è tanto acido da potere essere qualificato per trachitico; le inclusioni basiche hanno una natura intermedia fra la trachitica e la basaltica e mentre possono ascriversi da un lato alle andesiti, da un'altro lato fanno pensare ad un collegamento coi basalti di Vivara descritti da G. De Lorenzo e C. Riva [4]). Le rocce vulcaniche della regione flegrea sono ben lungi dal mostrare quella uniformità che generalmente ad esse si attribuisce; fra i tipi però che più differiscono fra di loro esistono, con graduali passaggi, tutti gli altri intermedî e nella varietà si seguono senza interruzioni i legami della serie.

Inclusi allotigeni del tufo giallo.

Tali inclusi sono anch'essi abbastanza frequenti. Rari anzitutto sono i frantumi di calcare, secondo la loro grandezza più o meno alterati, che rappresentano le rocce più antiche contenute in questi banchi. Nelle testate di tali banchi che stanno a NW della Montagnella specialmente accade di vedere nel tufo frequenti briciole di calcare bianco, reso oramai pulverulento dalla molteplice alterazione sofferta. Dai tufi che stanno ad Est proviene un pezzetto di calcare grande quanto una grossa noce, pulverulento solo alla superficie; è simile ai calcari di Castellammare e non vi si trovano minerali di alterazione o di contatto. Nè fra i frantumi di altre rocce incluse nel tufo giallo si notano segni di alterazioni profonde, quali si hanno ad esempio in Astroni e Vivara; il quale fatto fa supporre una certa rapidità di successione dei fenomeni esplosivi e di formazione del piccolo cono della Montagnella. Una certa alterazione presentano alcuni dei frammenti di vetro di cui si è parlato avanti e che, anche per gli spigoli vivi che presentano, fanno supporre trattarsi di vetri strappati da qualche banco di tufo ricco di essi, attraversato dal camino eruttivo,

---

[1]) Loewinson-Lessing, *Studien über die Eruptivgesteine.* Petersburg, 1899.

[2]) J. Iddings, *Absarokit-Shoshonit-Banakit Series.* Journal of Geology, vol. III, 935-959, 1895.

[3]) J. Hibsch, *Erläuterungen zur geologischen Karte des böhmischen Mittelgebirges.* Tschermaks Min. und Petr. Mittheilungen, XVII Bd., Wien, 1898.

[4]) G. De Lorenzo e C. Riva, *Il cratere di Vivara nelle isole flegree.* Atti R. Accad. delle Scienze fisic. e mat. di Napoli, 1900, ser. 2ª, vol. X, n. 8.

forse simile alle Brecce museo descritte da Johnston-Lavis dei Camaldoli e di altri punti dei Campi Flegrei, tanto ricche di vetri e di ossidiane.

Piuttosto rari sono i frammenti angolosi, spesso assai grossi e colla solita patina d'alterazione, d'un tufo giallo, a grana finissima e molto compatto, che ha riscontro in alcuni dei tufi di Posillipo; al microscopio mostra qualche scheggia di feldspato basico, qualche lamella di biotite e frammenti di augite, il tutto inglobato in una massa bruna e torbida risultante dalle ceneri e dalle pomici abbastanza alterate.

Altri inclusi sono rappresentati da rocce trachitiche, fra le quali una in sezione, si presenta ricca di vetro e mostra qualche intercluso abbastanza grande di feldspato alcalino; frammenti di rocce trachitiche rossicce, brune, ma piccoli ed alquanto alterati sono egualmente comuni.

Notevole è qualche blocco di modeste dimensioni, biancastro, cristallino, che ad occhio nudo presenta tutti i caratteri d'una sanidinite con mica abbondante. In sezione al microscopio mostra una massa di granuli feldspatici a struttura ipidiomorfa ed anche a debole ingrandimento si distinguono assai bene tutti i singoli componenti.

Si presentano con contorni idiomorfi alcuni elementi, come i feldspati più basici, alcuni prismi di augite ed i numerosi prismetti di apatite. I feldspati più abbondanti, dal minore potere rifrangente, quando lasciano intravedere una forma cristallina, dall'angolo d'estinzione mostrano di appartenere all'anortoclase. Subordinatamente, ma pure in notevole quantità, si ha l'albite, con contorni alquanto più netti, e con un certo rilievo rispetto ai circostanti feldspati potassico sodici. Uno di tali cristalli mostra un angolo d'estinzione, in sezione parallela a (010), rispetto allo spigolo (010) (001) di $+15°$; si tratta dunque d'un plagioclase di composizione intermedia fra l'albite e l'oligoclasio. I feldspati mostrano spessissimo la geminazione polisintetica e raggiungono talora le dimensioni di 2-3 millimetri, nella direzione di massimo allungamento (a), specialmente le liste di anortose.

In una certa quantità, assai più scarsi dei primi ma dal contorno idiomorfo notansi pure i feldspati calcico-sodici appartenenti alla serie labradorite-bytownite. Un individuo che presenta una sezione perfettamente parallela a (010) mostra rispetto allo spigolo (010) (001) un'estinzione di $-28°$ compresa fra quella della labradorite-bytownite ($-25°$) e quella della bytownite tipica ($-33°$). Sezioni normali ad a, dal contorno quasi rettangolare e dalle linee di sfaldatura ad esso parallele, mostrano un'estinzione di $+34°$ compresa tra quella della labradorite ($+26°$) e della bytownite ($+37°$). L'augite, riferibile all'augite basaltica, si presenta granulare, raramente a contorni idiomorfi, con isfaldatura ben marcata, colore verde giallo più o meno intenso, pleocroismo quasi nullo. Vi è anche qualche prisma di Egirinaugite. L'anfibolo vi si trova in minore quantità, in forma irregolare, frammentaria, dal colore bruno con notevole pleocroismo, passante al bruno giallastro; è difficile determinarlo non potendosene osservare i caratteri ottici, e potrebbe trattarsi della cataforite riscontrata da G. De Lorenzo e da C. Riva in un blocco analogo delle brecce di Vivara. Frequenti poi si mostrano in questa roccia gli accrescimenti poikilitici tra augite ed anfibolo (questo sempre incluso) e tra feldspato (plagioclase) anfibolo ed augite. Un posto importante nella costituzione di questa roccia viene occupato dalla biotite la quale si presenta in liste lunghe talora 4 millimetri con fortissimo pleocroismo e notevoli fenomeni di riassorbimento. Fra i minerali accessorî si notano i non frequenti e grandi cristalli a sezioni quadrate di magnetite,

raggiungenti talora le dimensioni di 0,3 mm. e numerosi, lunghi e sottili prismi di apatite, alle volte grigiastri ed eccezionalmente con allungamento debole nella direzione di *c*. Manca completamente il vetro. Questa roccia ha perfetto riscontro con un'altra descritta da G. De Lorenzo e C. Riva pel cratere di Vivara [1]); un masso feldspatico ad augite e cataforite, egualmente a struttura olocristallina, della breccia di Punta Ciraciello e da essi creduto quale prodotto di metamorfismo di contatto esercitato su rocce sedimentarie normali dalle masse plutoniche. Ad ogni modo la presenza della identica roccia, differente soltanto nel rapporto non eguale fra le quantità dei minerali costituenti, è un altro argomento che appoggia la notevole somiglianza fra la Montagnella di Santa Teresa e Vivara dal punto di vista petrografico. Noteremo infine che nella Montagnella, in alcuni punti, gli strati di tufo sono così ricchi di interclusi autogeni e allotigeni da potere essere considerati come veri banchi di breccie.

Il tufo grigio

Il tufo grigio che copre a guisa di coltre i banchi precedentemente erosi del tufo giallo, raggiunge in qualche punto lo spessore di 5 metri. Consta di fini elementi detritici, ceneri, frammenti di scorie e pomici leggerissime, in mezzo ai quali trovansi blocchi di rocce trachitiche pesanti, di dimensioni variabili da quelle d'una noce al decimetro cubico e raramente a parecchi decimetri cubici. Questi blocchi, sia perchè predominanti nel tufo grigio, sia perchè mancanti nel giallo, dimostrano strette analogie d'origine col primo tufo. Uno dei campioni più compatti è stato da me analizzato chimicamente [2]) ed eccone qui i risultati insieme con quelli d'una analisi d'un simile blocco proveniente da Astroni eseguita da G. De Lorenzo e C. Riva [3]):

	della Montagnella	d'Astroni
$Si O_2$	53,27	54,72
$Ti O_2$	0,08	0,65
Al_2O_3	16,49	19,60
Fe_2O_3	5,11	2,45
$Fe O$	2,30	3,09
$Mn O$	tr.	tr.
$Mg O$	3,39	1,90
$Ca O$	8,78	5,00
Na_2O	3,66	3,52
K_2O	5,24	6,87
H_2O a 110°	0,83	2,08
H_2O sopra 110°	1,81	
P_2O_5	0,41	tr.
Cl	0,05	0,05
Totale	101,42	99,93

È opportuno notare che tutti questi blocchi sono notevolmente alterati. Eccone le formole magmatiche secondo il metodo di Loewinson-Lessing, colla leggera differenza che in quella di Riva $Ti O_2$ è stato sommato a $Si O_2$. Pel blocco di

[1]) G. De Lorenzo e C. Riva, *Il cratere di Vivara nelle isole flegree.* Napoli, 1900, pag. 11.

[2]) Questa analisi è stata eseguita nell'Istituto di Mineralogia della R. Univ. di Catania. Al Direttore prof. L. Bucca esprimo vivi ringraziamenti.

[3]) G. De Lorenzo e C. Riva, *Il cratere d'Astroni.* Atti della R. Acc. delle Scienze fisic. e mat. di Napoli, 1902, ser. 2ª, vol. XI, n. 8, pag. 36.

Astroni $\overline{R}O : R_2O_3 : SiO_2 = 1,52 : 1 : 4,48$ e per quello della Montagnella $1,98 : 1 : 4,52$ e rispettivamente i coefficienti d'acidità sono $\alpha = 1,97$ e $\alpha = 1,71$. Come si vede trattasi adunque di rocce notevolmente basiche, tanto che il blocco della Montagnella pel suo coefficiente di acidità potrebbe, secondo la classificazione di Loewinson-Lessing star vicino agli « Erdalkalischen Magmen » delle « Basiti ». La sodalite che vi è sempre in quantità variabili, alcune volte notevolissime, col suo basso tenore di SiO_2 (37,14 %) deve influire sulla basicità loro.

I caratteri petrografici sono i seguenti: la roccia si presenta come una massa afanitica di colore cenerognolo e talvolta bluastro, con plaghe color ruggine per l'abbondanza di ossidi di ferro derivanti da alterazione; sono in piccola quantità gli interclusi visibili ad occhio nudo di augite verde. Al microscopio si presenta con struttura porfirica ipocristallina ed i più grandi interclusi sono quasi esclusivamente cristalli idiomorfi di augite con angolo d'estinzione di $c : c = 45° — 48°$ in β ottuso; non pleocroici e di colore verde pallido, alcuni presentano estinzione varia secondo zone parallele ai margini del cristallo. Assai rari sono i grandi interclusi di plagioclase, mentre numerosi sono i piccoli di labradorite e bytownite, le cui dimensioni non superano i 2 decimi di mm. Una sezione parallela a (010) d'uno di questi piccoli interclusi diede un angolo d'estinzione rispetto allo spigolo (010) (001) di — 33°, cioè della bytownite tipica.

Manca assolutamente la mica, che vedemmo abbondante nei materiali autogeni del tufo giallo e di alcuni prismi d'hornblenda non rimane che uno scheletro di magnetite. In una certa quantità si notano sezioni poligonali o quasi circolari di sodalite e sodalite senza contorno cementa qua e là gli elementi della roccia. Si notano pure prismi d'apatite e granuli di magnetite. La massa fondamentale consta di listerelle di feldspati potassico-sodici, ai quali stanno mescolati in una certa quantità cristalli di plagioclasi basici (andesina-labradorite). Spesso mostrano disposizione fluidale e sono cementati da una massa microlitica di feldspati ed augite, da sodalite e da una notevole quantità di vetro incolore o bruniccio, ricco di inclusioni. Petrograficamente questo blocco è simile alle trachidoleriti d'Astroni, salvo ad essere più ricco di minerali ferriferi (augite) e più alterato, come lo dimostrano le plaghe brune di ossidi di ferro e la frequenza della calcite.

Alcuni di tali blocchi mostrano una struttura eutaxitica a « Schlieren » assai più oscure e porose della roccia compatta. Al microscopio tali « Schlieren », si manifestano essenzialmente vetrose e così bollose da avere aspetto scoriaceo, ed il vetro contiene porfiricamente nella solita quantità interclusi augitici e di feldspati calcico-sodici; è inoltre ricco di microliti ed assai bolloso. La massa fondamentale della roccia compatta si vede insinuarsi nelle discontinuità delle « Schlieren », mostrando di essersi consolidata dopo di quelle. Lo stesso viene anche dimostrato dal fatto che gli inclusi della parte compatta della roccia sono maggiormente corrosi di quelli delle « Schlieren ».

Altre variazioni nella composizione mineralogica mostrano questi blocchi, ora arricchendosi di feldspati alcalini ed aumentando l'acidità della massa, ora al contrario divenendo più basici pel predominio fra gli interclusi dell'augite, della sodalite, del feldspato di calcio e sodio. Ma è sempre evidente doversi ascrivere ai prodotti più basici d'un magma trachitico, il medesimo che ha generato gli analoghi materiali comuni nei tufi dei vulcani centrali dei Campi Flegrei.

TETTONICA

Basta compiere un giro intorno alla Montagnella di Santa Teresa per formarci un esatto concetto della tettonica dei suoi materiali. Muovendo dalle pendici settentrionali verso occidente, a NW cominciano ad affiorare da sotto uno strato spesso di pozzolane e di terreno vegetale i banchi di tufo giallo, che inclinano al Nord di circa 15°. Proseguendo si incontreranno altri affioramenti di tufo giallo, più frequenti a mano a mano che ci si avvicina a Sud. A NW, W, SW, inclinano rispettivamente a NW, W e S W, con angoli intorno a 15° (v. Tavole II, III e IV). A Sud si ha una interruzione dell'anello di tufo, ma subito dopo ricompariscono i banchi a SE ed E con immersione a SE, E ed ENE oscillante fra 15 e 20 gradi. A tramontana il tufo giallo scomparisce sotto la coltre di terreno vegetale, proveniente dalla decomposizione del tufo grigio. A SE, proprio nel punto nel quale ricominciano ad affiorare i banchi di tufo giallo, sotto le case rurali addossate alle pendici, quivi assai erose, della Montagnella, gli strati si mostrano quasi orizzontali, forse con leggerissima pendenza verso l'interno, che non può essere bene stabilita, mal prestandosi la sezione dei banchi. Lo stesso può osservarsi sulle pareti delle cantine annesse alla casa rurale e profondamente scavate nella viva roccia. Dunque i banchi del tufo giallo, visibili lungo i tre quarti della circonferenza della base del cono, hanno una pendenza all'esterno di 15°-20° verso quella direzione della rosa dei venti dalla quale vengono guardati, sono cioè disposti parallelamente alla superficie laterale esterna del cono, hanno cioè quella disposizione quaquaversale che Scrope riconobbe in tutti i banchi di tufi che costituiscono i coni vulcanici.

La dubbia pendenza degli affioramenti di S-E dei quali s'è parlato, potrebbe interpetrarsi come un accenno della disposizione quaquaversale dei banchi di tufo verso l'interno del cratere; la quale, se pure esistè completa, deve essere ora distrutta o mascherata sotto allo strato spesso di tufo grigio.

Dunque la disposizione e la natura di questi banchi mostrano nella Montagnella le reliquie d'uno dei tanti vulcani della regione flegrea, quasi completamente costituiti di materiale detritico.

Le dimensioni della Montagnella di Santa Teresa, quale si vede elevarsi nella pianura dei Bagnoli, sono ben meschine. La massima altezza sul piano non è che poco più di 20 metri dalla parte settentrionale, se ci si riferisce al livello che ha il piano al Sud ed all'interno del cratere; di 10 metri se a quello del piano a Nord. Il diametro dell'apertura superiore del cratere è di m. 200 circa, quello del fondo non supera i 100 metri. Queste misure sono abbastanza esatte, ma sempre approssimate, a causa dell'erosione che ha distrutto quasi totalmente la parte del cono rivolta al mare ed a causa ancora dei tufi grigi e pozzolane che si sono accumulati nel fondo della cavità craterica. Dunque l'altezza massima del cono è ora di m. 40 sul livello del mare e m. 20 sul piano circostante; la massima profondità del cratere è di 20 metri e il diametro della base del cono di m. 350. Il rapporto del diametro d'apertura superiore del cratere e della base del cono al diametro del fondo del cratere preso come unità, sarà espresso così 2 : 1 : 3,5. Ma vi è una ragione che

induce a credere che questo rapporto non si riferisca alle vere dimensioni della Montagnella. G. De Lorenzo [1]) ha raccolto in un quadro le dimensioni sopra indicate dei coni craterici di Monte Nuovo, Nisida e Capo Miseno. Di tali dimensioni considerando soltanto i diametri di apertura superiore della cavità craterica, del suo fondo e della base del cono, facendone i rapporti come sopra s'è detto, si otterranno i risultati seguenti:

CONI CRATERICI di	DIAMETRI			
	d'apertura superiore del cratere metri	del fondo del cratere metri	della base del cono metri	Rapporti
Monte Nuovo	420	180	1300	2,3 : 1 : 7,2
Nisida	500	180	1400	2,8 : 1 : 7,8
Capo Miseno	500	200	1500	2,5 : 1 : 7,5

Paragonando il rapporto 2 : 1 : 3,5 delle dimensioni della Montagnella ai tre rapporti di Monte Nuovo, Nisida e Miseno, colpisce il vedere che, mentre le dimensioni d'apertura superiore e del fondo del cratere sono assai vicini per tutti quattro i coni, il diametro della base del cono vi è rappresentato dalla metà circa della cifra comune agli altri, che è superiore a 7. Perchè venga conservata l'analogia di forma cogli altri coni, il diametro della base dovrebbe salire almeno al doppio di quel che si osserva ora per la base apparente sul piano dei Bagnoli, cioè restando costante l'inclinazione degli strati, sarebbe necessario ammettere un'altezza assoluta quasi tripla di quella che attualmente la Montagnella mostra sulla sua base apparente, cioè di circa 60 m. La previsione che i banchi di tufo debbano affondarsi ancora di molto nel piano, aumentando in tal modo l'altezza assoluta del cono, trae fondamento da un'altra osservazione. Infatti proprio sul labbro SE del cratere, annesso alle case rurali, v'è un pozzo scavato completamente in un tufo compatto, identico a quello degli altri banchi di Santa Teresa e che in tutto lo spessore non lascia intravedere una lacuna. La sponda del pozzo sta anche più bassa di 20 metri sul livello del mare, e siccome il pozzo è scavato per oltre 15 metri nel tufo riesce così assodato che i banchi di tufo giallo della Montagnella giungono certamente al livello attuale del mare, raggiungendosi così un' altezza reale del cono di almeno 40 metri.

Ammessa tale altezza e dato che i banchi conservino la medesima inclinazione, si avrebbe un diametro di base di 500 m. ed allora il rapporto di cui sopra s'è parlato sarebbe 2 : 1 : 5, più vicino a quelli osservati a proposito di Nisida, Miseno e Monte Nuovo. Evidentemente, tenuto conto dell'erosione sofferta da questo cono eruttivo e supposto che i banchi di tufo nei quali è scavato il pozzo possano con-

[1]) G. De Lorenzo, *Il cratere di Nisida*. Atti della R. Acc. delle Scienze fisic. e mat. di Napoli, 1907, ser. 2ª, vol. XIII, n. 10, pag. 10.

tinuare ancora per un buon tratto in giù, il rapporto delle dimensioni può considerarsi eguale ai precedenti, riconoscendo alla Montagnella di Santa Teresa la completa affinità di forme con quei tre tipici crateri flegrei. Ove infatti si ammettesse per Santa Teresa un' altezza totale di m. 60 almeno, il diametro della base raggiungerebbe i m. 700 e verrebbe a stabilirsi il rapporto 2 : 1 : 7. Quali sarebbero le dimensioni ideali del cono, ammessa l'altezza di 60 metri, in confronto alle dimensioni reali è reso evidente dalla fig. 1 della Tavola I.

Poco v'è da dire del tufo grigio. Ricopre la Montagnella a guisa di coltre, rotta in molti punti, dove lascia intravedere il tufo giallo, meno che sulle pendici settentrionali. La distinzione si mantiene nettissima, come avviene in tutti i luoghi dei Campi Flegrei dove ai banchi di tufo giallo ben compatto si possono vedere sovrapposti quelli del grigio; è incoerente come le pozzolane o cementato sino ad acquistare una certa consistenza. In questo cono copre quasi tutta la superficie delle pendici ed in gran copia deve essere accumulato sul fondo del cratere, dove, oltre alle pozzolane formatesi « in situ » si sono anche aggiunti i detriti provenienti dal dilavamento esercitato dalle acque sulle interne pareti della cavità craterica.

La sovrapposizione si osserva in pochi punti ed assai male. Solo ad E, in un punto, dove il tufo è stato rotto per cavarne materiali da costruzione, si può osservare in certo modo tale sovrapposizione e sulle pareti d' una frattura verticale e radiale rispetto al cono se ne vede la discordanza. Si osservano infatti, come è rappresentato dalla figura 3 della Tavola I, i banchi di tufo giallo inclinare di 20° circa ad Est e quelli del tufo grigio, composti di strati alternati di ceneri e di pomici e lapilli, pendere decisamente verso l' interno del cratere, cioè ad occidente di quasi 10 gradi. Anche questa discordanza del resto è ordinaria nei campi Flegrei.

Questo tufo grigio, insieme con grossi pezzi di pomice grigio chiara, assai leggera e con ischegge d' ossidiane contiene i grossi blocchi e frammenti di varie rocce trachitiche e trachidoleritiche compatte e pesanti che si rinvengono frequentemente sciolti sulle pendici e sulla vetta della Montagnella. Uno di questi è stato precedentemente descritto e comparato con uno analogo di Astroni. Di tali blocchi non se ne ha alcuno proveniente dai tufi gialli. Nel tufo giallo sono inclusi, è vero, frammenti di rocce diverse, ma queste sono rappresentate nella massima parte da materiale autogeno di natura assai differente da quella dei blocchi dei quali si parla. I frammenti di rocce allotigene, lave e tufi, inclusi nel tufo giallo, sono rari e trattasi ad ogni modo di frammenti dalle dimensioni assai modeste. Quei blocchi del tufo grigio poi, non si mostrano, come dovrebbero se provenissero dal disfacimento del tufo giallo, ai piedi delle sue testate, anzi mentre mancano sui fianchi meridionali del cono di Santa Teresa dove maggiore è l' erosione, si vedono all'interno della cavità craterica, sulle pendici settentrionali e sulla vetta; ne sono stati contati oltre dieci la cui grossezza va dai 20 decimetri cubici al mezzo metro cubo, come quello che fu visto dal prof. Bassani sul sommo della Montagnella, al quale blocco però non può attribuirsi il campione studiato dal Lacroix [1]), che è di sanidinite. Una gran quantità di questi frammenti di dimensioni più modeste, oscillanti intorno al decimetro cubico, si trovano invece

[1]) C. De Stefani, *Die Phleg. Felder*, pag. 92-93 e A. Lacroix, *Les enclaves des roches volcaniques*. Macon, 1893, pag. 375.

nelle pareti interne della cavità craterica, dove la forte pendenza e l'azione dilavatrice delle acque piovane tendono a trascinarli. L'abbondanza di questi blocchi nel tufo grigio, l'estrema scarsezza nel giallo, la grande analogia coi blocchi rigettati, descritti da G. De Lorenzo e C. Riva nel cratere d'Astroni [1]) e da C. De Stefani nel cratere d'Agnano [2]) dimostrano pienamente la loro provenienza dai grandi crateri centrali di tufo grigio, da essi lanciati in seguito alle grandiose esplosioni che dovettero accompagnare la loro formazione. Non sembrerà strano attribuire loro tale provenienza pensando che la Montagnella dista appena un chilometro dalle pendici di Sud-Ovest d'Agnano, un chilometro e mezzo da Monte Spina, e pensando che il diametro del cratere d'Agnano è nella direzione Nord Sud di metri 2250. La distanza massima dalle pendici orientali d'Astroni è di tre chilometri mentre i due assi del suo cratere ellittico sono rispettivamente di 1500 e di 2000 metri.

Concludendo adunque può dirsi che i banchi di tufo giallo hanno la disposizione e l'inclinazione caratteristica di tutti i coni tufacei dei Campi Flegrei e di tutti i coni prodotti da eruzioni di materiali detritici espulsi, insieme con una enorme quantità di sostanze gassose, in poche e rapide esplosioni. Le proporzioni delle sue dimensioni non corrispondono apparentemente a quelle degli altri crateri flegrei; ma questa diseguaglianza e la conoscenza del sottosuolo ci avvertono che di essa solo una parte è accessibile alle nostre osservazioni. I banchi di tufo grigio, che formano una coltre di 5-6 metri di spessore, stanno in discordanza con quelli di tufo giallo e provengono, come tutti i tufi analoghi dei campi flegrei, dalle più recenti esplosioni dei vulcani centrali della regione.

Rimane da dire infine qualche cosa sulla tettonica e sulla natura del suolo che forma il fondo della valle dei Bagnoli nei dintorni della Montagnella di Santa Teresa. Come può constatarsi negli scavi che, per uno spessore totale di circa 10 metri, sono stati praticati durante i lavori di fondazione del cantiere metallurgico « Ilva », qualche centinaio di metri a Sud della Montagnella, il terreno consta quivi di strati orizzontali d'un deposito incoerente, simile alla pozzolana e diverso dal tufo grigio che copre il cono di Santa Teresa. È di colore bruno oscuro se umido, grigio chiaro se asciutto. Non contiene alcun fossile macroscopico; soltanto è possibile scorgervi al microscopio dei gusci, talora ben conservati di diatomee.

Questi strati si mantengono costantemente orizzontali e continui sino alla riva del mare, sicchè appare evidente essere dovuti al deposito di materiali incoerenti di bassifondi, accumulatisi durante un periodo di sommersione della spiaggia attuale. La mancanza di resti fossili non sembrerà strana pensando all'azione erodente delle sabbie mosse dalle onde, che sulla attuale spiaggia giunge ad arrotondare in breve le schegge di vetro ed i cocci di stoviglie; pensando all'azione dei fenomeni idrotermali, sia col rendere impossibile la vita di molti organismi che coll'agire chimicamente sui loro avanzi distruggendoli; pensando infine all'acqua che, filtrando facilmente attraverso a questi depositi incoerenti, scioglie agevolmente qualunque avanzo organico in essi contenuto. Del resto gli analoghi depositi della Starza di Pozzuoli, sono molto fossiliferi. Alternanti con questi strati se ne trovano altri più sottili di

[1]) G. De Lorenzo e C. Riva, *Il Cratere di Astroni nei Campi Flegrei.* Napoli, 1902, p. 27 etc.
[2]) C. De Stefani, *Die Phlegr. Felder*, pag. 86.

sabbie in cui abbondano i granuli feldspatici e che cementate darebbero luogo a delle vere arenarie, simili forse a quelle di cui parla Dell'Erba [1]), che si trovano ad oriente della Montagnella, sotto le balze di Posillipo. Nelle parti più alte si vede un letto di pomici, spesso circa 15 cm. che può seguirsi per un gran tratto e che probabilmente deriva da qualcuna delle ultime eruzioni dei Campi Flegrei, forse da quella di Monte Nuovo. Superiormente si ha uno strato, alle volte spesso 1 metro, di terreno vegetale con numerosi gusci di gasteropodi.

Il tufo giallo nel sottosuolo dei dintorni della Montagnella, oltre che nel pozzo annesso alle case rurali sulle sue pendici orientali, non mi è stato possibile riscontrare che alla distanza di oltre 1 Km. a NE, in un pozzo in contrada d'Ardita sulla strada da Fuorigrotta a Bagnoli. Tale tufo deve ritenersi come parte del labbro che divideva i crateri contigui di Fuorigrotta e Santo Strato, del quale si ha l'ultimo avanzo nello sperone di Monte di Dio a Posillipo.

Dunque le reliquie di questa parete esisterebbero nella valle di Bagnoli, fra le colline di Posillipo e le pendici d'Agnano. Questo fatto e l'esistenza stessa della Montagnella di Santa Teresa, la cui origine è indiscutibilmente anteriore a quella dei grandi vulcani centrali della regione flegrea o vulcani di tufo grigio, dimostrano che le esplosioni di questi non ebbero una grande azione modificatrice sulla configurazione primitiva dei piani di Fuorigrotta e Bagnoli, fondi di quegli antichi crateri, le cui vestigia rimangono ora nelle colline di Posillipo. Mentre avvalorano l'ipotesi che gran parte del lavorio che ebbe per effetto la totale abrasione delle pareti occidentali di quei due grandi crateri, sia stato compiuto dal mare, alleato cogli agenti meteorici nell'opera multiforme di distruzione e ricostruzione.

MORFOLOGIA

La Montagnella di Santa Teresa è nella sua forma molto simile al prossimo cono di Nisida descritto da G. De Lorenzo [2]). E con Nisida, oltre che di forme, ha anche grandi analogie d'età e di storia. Si eleva, come già si disse, dal piano circostante solo di pochi metri, in forma di rilievo anuliforme, rotto a S-SE, verso il quale punto va assottigliandosi sia di spessore che d'altezza. Il punto più elevato è l'opposto alla spezzatura dell'anello craterico e cioè a NW ed in questa parte il rilievo mostra alla sommità un tratto pianeggiante, analogamente a quanto vedesi a Nisida, della lunghezza massima di 150 m. e d'una superficie di circa un'ettara. Il fondo della cavità craterica è ad eguale livello del piano meridionale, più basso di 10 m. del piano che sta a settentrione.

Questo stato attuale delle forme della Montagnella di Santa Teresa ci dice che, essendo il lato meridionale il più profondamente attaccato dall'erosione, quivi hanno dovuto agire con maggiore violenza gli agenti erosivi. E questi pei Campi Flegrei sono rappresentati in primo luogo dalle onde del mare e poi dai venti marini, umidi ed apportatori di dirotte piogge, alle quali imprimono una maggiore attività mec-

---

[1]) L. Dell'Erba, *L'andesite pirossenica micacea di Posillipo.* Atti Acc. Pontaniana, Vol. XXIII, Napoli. 1893.

[2]) G. De Lorenzo, *Il cratere di Nisida nei Campi Flegrei.* Napoli, 1907.

canica collo spingerle impetuosamente sugli ostacoli frapposti; questi sono i venti di Sud e di Sud Ovest.

L'avere osservato la Montagnella sotterrata, forse più che per la metà della sua altezza, fra depositi di origine subaquea, induce a credere che in tempi passati essa doveva trovarsi ad un livello molto più basso dell'attuale, in contatto diretto colle onde marine, facile preda del loro furore. Inoltre la presenza nei tufi gialli che la compongono di qualche guscio d'ostrica, e di parecchi ciottoli discoidali, indubbiamente ciottoli di spiaggia, attestano che le esplosioni della Montagnella dovettero avvenire su d'una spiaggia marina.

Altri argomenti però rendono evidente che la formazione dei banchi di tufo dovette aver luogo all'aria e non in seno alle acque. La forma delle bombe scoriacee, che vedemmo così frequenti incluse nel tufo giallo, è di focaccia assai schiacciata, e mentre la faccia inferiore è piana, la superficie è leggermente convessa. Questa forma dimostra che i brani di materie laviche emesse dal cratere, caduti a terra ancora molli, si schiacciarono come qualunque sostanza pastosa che cada su d'un piano con una certa violenza. Ma se prima di toccare il terreno avessero dovuto attraversare un certo spessore di acqua, anzitutto si sarebbe avuto un raffreddamento assai brusco ed un arresto notevolissimo della violenza della caduta, che ne avrebbero impedito lo schiacciamento; d'altra parte trattandosi di rocce assai porose, che immerse nell'acqua galleggiano sinchè non si siano imbevute completamente di essa, avrebbero continuato a gallegiare ed il movimento tumultuoso che sconvolge le acque durante le eruzioni sottomarine le avrebbe certamente fluitate assai lontano dal luogo dell'esplosione.

Un'altra prova convalidante il nostro modo di vedere è la mescolanza caotica degli elementi pesanti e leggeri del tufo. In un medesimo punto stanno ammassate le pomici, d'un peso minimo, che prima di sommergersi nell'acqua vi nuotano per lungo tempo, percorrendo grandi distanze, specialmente se cadute in balia di qualche corrente, come le pomici delle Lipari, di Santorino, di Monte Nuovo, del Krakatau etc,; poi frammenti di scorie e di rocce di varia densità e volume, tutto inglobato nella parte più fina del tufo, composta di ceneri, di vetro e pomici in briciole, di frammenti cristallini etc. Tale accumulazione caotica non vi sarebbe stata ove l'esplosione fosse avvenuta in un fondo di mare. Poichè le acque, colla loro densità molto più vicina a quella dei materiali eruttati che non l'aria, avrebbero esercitato una cernita fra elementi di peso specifico tanto differente.

Dunque la forma originaria della Montagnella di Santa Teresa, come quella di Nisida e di altri crateri di tufo giallo dei Campi Flegrei, dovette essere quella presentata da tutti i coni eruttivi composti di banchi di materiali incoerenti, deposti sulla superficie della terra, in seno all'atmosfera. È vero che le precedenti osservazioni si riferiscono ai tufi della parte superiore della Montagnella: quella che ci è accessibile sul livello del piano dei Bagnoli; e sin quasi al livello del mare per mezzo del pozzo di cui sopra s'è parlato.

Ed ove i tufi inferiori mostrassero un'origine subaquea si potrebbe pensare essere avvenuto per questo conetto quello che G. De Lorenzo nel suo lavoro su Nisida già citato, ammette per quel vulcano e per Miseno, che cioè le loro eruzioni siano state subaquee al loro inizio, per diventare quindi sub-aeree coll'emergere del cono dal seno delle acque.

Riconosciuta ad ogni modo, almeno in parte, l'origine sub-aerea della Montagnella, deve ammettersi un successivo periodo di sommersione abbastanza lungo, durante il quale si depositarono i sedimenti marini che oggi fan sì che di quel cono non emerga sul piano circostante che una protuberanza di pochi metri. All'azione d'una completa sommersione e del moto ondoso, potrebbe attribuirsi la formazione di quel piano relativamente vasto che, a somiglianza di quanto si vede a Nisida, corona la sommità dell'anello craterico dal lato NW. L'esistenza d'una linea di spiaggia superiore all'attuale viene dimostrata inoltre dalla erosione ed abrasione quasi completa del labbro meridionale della Montagnella, erosione che è assai più debole nelle altre parti, sebbene quasi egualmente esposte agli agenti meteorici; dalla presenza di copiose efflorescenze di cloruri e solfati di sodio e magnesio nelle fratture dei banchi di tufo; dalla presenza di fratture verticali o « joints » nelle testate di Sud, alcune delle quali raggiungono la larghezza di due metri.

J. Roth [1]) nel lavoro citato sul Vesuvio e i dintorni di Napoli riconosce nella valle dei Bagnoli un tratto di terra sottratto al dominio del mare.

Seguendo un concetto espresso da Suess, il quale, a proposito del brusco sollevamento presentato dal livello di spiaggia del golfo di Pozzuoli nel secolo XVI credette doversi attribuire all'eruzione di Monte Nuovo, ed ammettendo con G. De Lorenzo [2]) che gli abbassamenti ed innalzamenti di questa costa potrebbero coincidere con fasi di assopimento o di risveglio dell'attività endogena della regione, si potrebbe pensare che questo periodo di notevole sommersione della pianura dei Bagnoli dovette coincidere coll'estinguersi dell'attività interna che aveva dato luogo alla formazione degli ultimi vulcani di tufo giallo.

Cessato questo periodo di sommersione, quando la Montagnella era già stata molto denudata e continuava tuttora ad esserlo, preannunziati dall'abbassamento del livello di spiaggia, incominciarono le esplosioni dei vulcani di tufo grigio: Agnano, Solfatara, Astroni, Cigliano etc. Il tufo grigio si distingue nettamente dal giallo e la discordanza osservata sulle pendici orientali della Montagnella è testimone dell'erosione, già molto profonda, di questo cratere. È probabile che ai materiali provenienti dalle esplosioni di Agnano ed Astroni si deva, quasi esclusivamente, la formazione della massima parte dei depositi formanti il fondo del piano dei Bagnoli; anche il regolare aumento di livello del suolo verso le pendici d'Agnano parla in favore di questa provenienza.

Mentre adunque le eruzioni di Agnano, Astroni e degli altri vulcani centrali dei Campi Flegrei compivano l'interramento del golfo dei Bagnoli, continuava il sollevamento della spiaggia, probabilmente con oscillazioni dipendenti dall'acuirsi e dal rilassarsi dell'attività vulcanica ed in breve la Montagnella era al sicuro dall'ulteriore azione delle onde marine, mezzo sepolta fra i depositi di pozzolane e di sabbie; protetta anche in parte dagli attacchi delle intemperie dalla spessa coltre di tufo grigio.

---

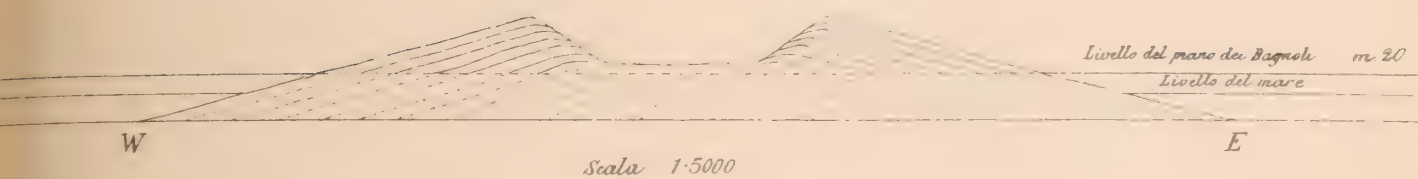
[1]) J. Roth, *Der Vesuv und die Umgebung von Neapel.* Berlin, 1887, pag. 498.

[2]) G. De Lorenzo, *Il cratere di Nisida.* Napoli, 1907.

CONCLUSIONE

Riordinando adunque le conclusioni alle quali siamo venuti dopo lo studio obbiettivo della Montagnella di Santa Teresa nei suoi caratteri di composizione e di forma e dopo il confronto con alcuni altri coni vulcanici, già studiati, dei Campi Flegrei, possiamo affermare che questa appena percettibile collinetta deve la sua origine alle ultime esplosioni di quel periodo d' attività della regione flegrea, al quale rimontano tutti gli altri crateri più o meno ben conservati, composti di quel tufo trachitico che dal colore predominante vien chiamato « tufo giallo ». Le esplosioni ebbero forse principio su d'una spiaggia o d'un bassofondo marino, ma nella massima parte dovettero continuarsi alla libera atmosfera. Un periodo di sommersione fece sì che le onde marine giungessero ad eroderne profondamente il labbro meridionale, seppellendola per buona parte della sua altezza sotto una serie di banchi orizzontali di sabbie e di pozzolana. Al cessare di tale periodo quando l'erosione marina e la meteorica avevano lasciato già profonde tracce su questo conetto di materiale assai tenero, le grandiose esplosioni dei crateri d'Agnano, Astroni e Solfatara vennero a velarlo sotto uno spesso strato di tufo grigio, preservandolo in certo modo, insieme coi depositi marini, dall'azione ulteriore degli agenti atmosferici. Mentre i rapporti di forma, sia nella disposizione dei materiali che nelle dimensioni crateriche e gli effetti delle erosioni marina e meteorica, svelano grandi analogie con Miseno, Monte Nuovo e specialmente colla vicina Nisida (pel fatto che anche questa si trova semisepolta sotto sedimenti d'origine marina), d'altra parte i rapporti petrografici esistenti coi materiali di Vivara estendono le analogie anche ad alcuni crateri delle isole flegree.

E poichè la formazione di Monte Nuovo è quasi avvenuta sotto ai nostri occhi, di tutti gli altri crateri possiamo formarci chiaro il concetto delle loro origini. Le vicende che gli avanzi di questi coni vulcanici dovranno subire nel corso del tempo dipenderanno poi principalmente dai reciproci rapporti fra il mare e la terra ferma. Mentre, continuando l'attuale sollevamento della costa, si può affermare che in tempo assai breve diverranno facile preda della furia delle onde o della persistente azione degli agenti atmosferici, un periodo d'immersione potrebbe far sì che almeno le reliquie rimangano pel lontano avvenire, sepolte e fossilizzate quasi, sotto sedimenti marini, alla lor volta reliquie d'altre distruzioni ed elementi di ricostruzioni nuove.

R. Università di Napoli, Istituto di Geografia Fisica.

finita di stampare il dì 15 Giugno 1910

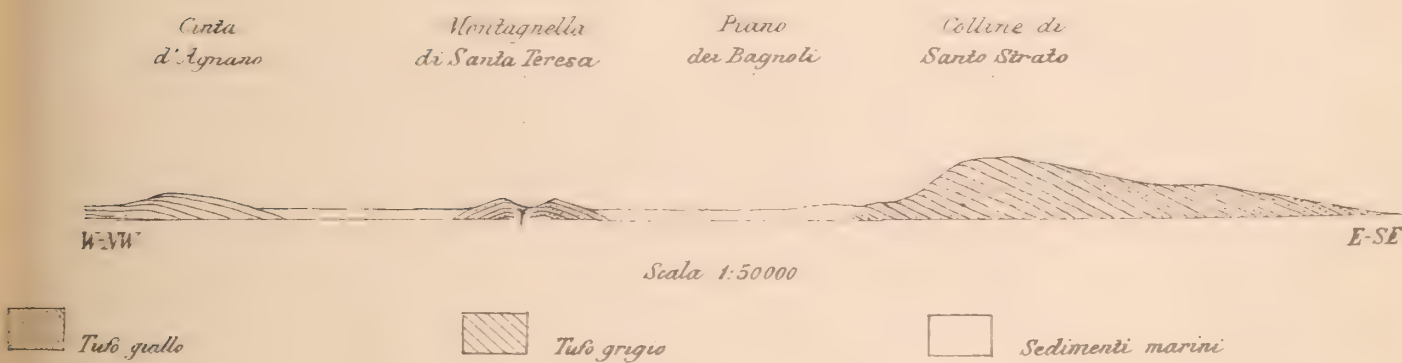
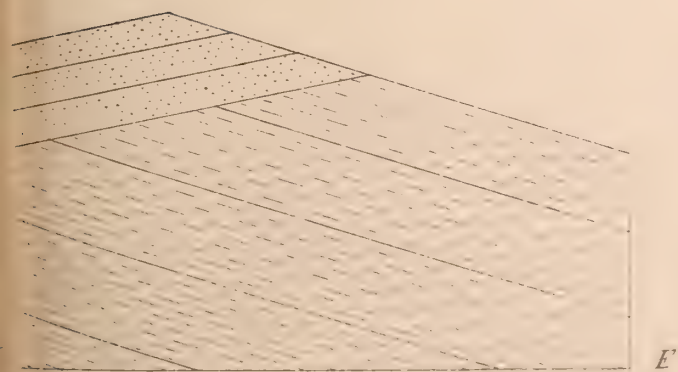
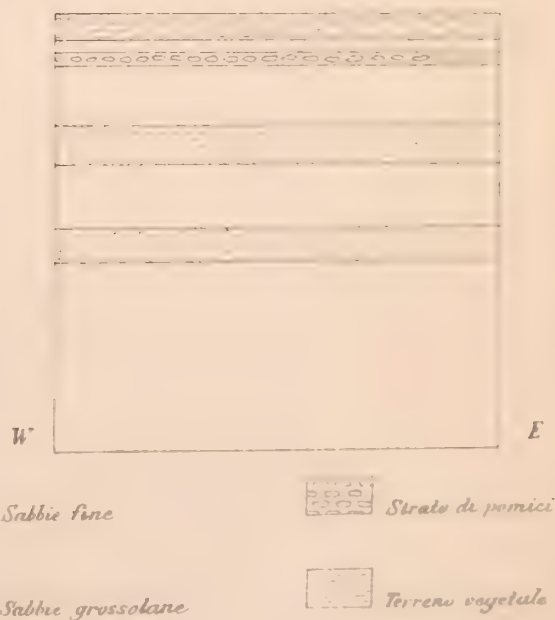
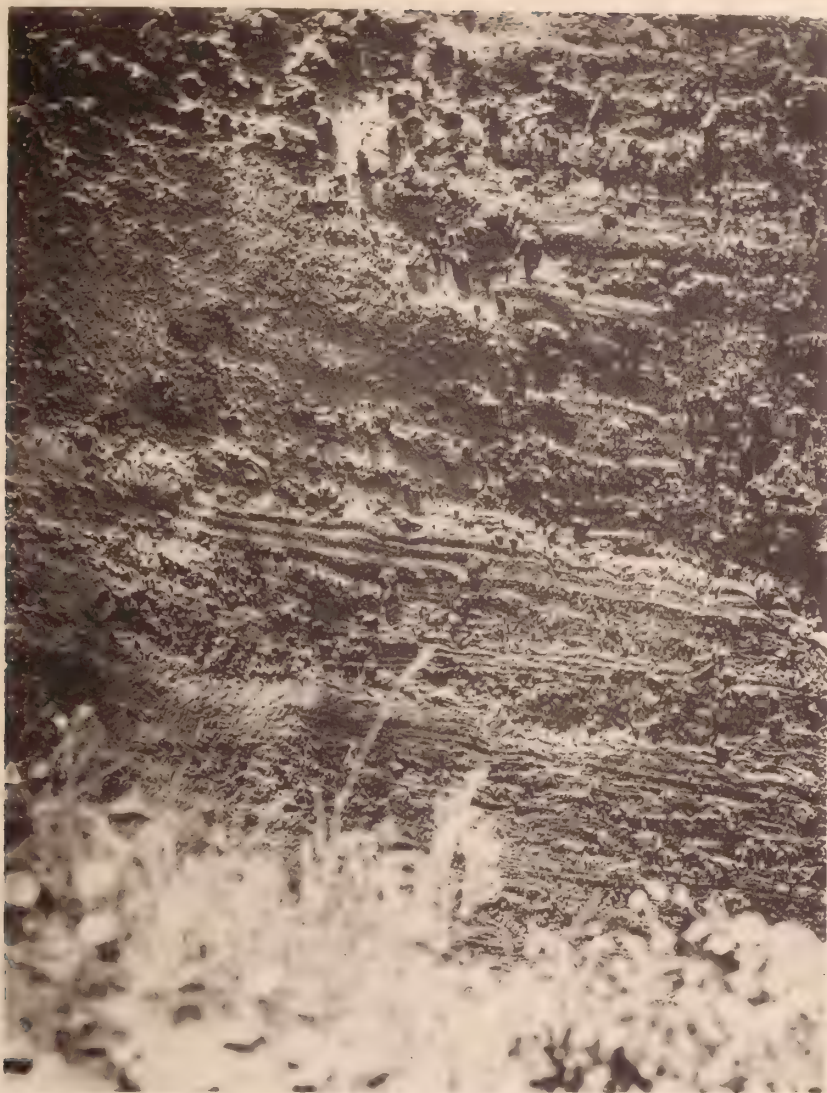



Fig. 1. - TUFI E BRECCE NELLE TESTATE *SE* DELLA MONTAGNELLA

Fig. 2. - BRECCE NEI TUFI DI *SW*

ELIOT. CALZOLARI & FERRARIO - MILANO

Fig. 1 - BANCHI DI TUFO GIALLO A *S* DELLA MONTAGNELLA CON PENDENZA *S-SW*

Fig. 2 - BANCHI DI TUFO GIALLO A *S W* DELLA MONTAGNELLA CON PENDENZA [illegible]

ELIOT. CALZOLARI & FERRARIO - MILANO

ATTI DELLA R. ACCADEMIA

DELLE SCIENZE FISICHE E MATEMATICHE

ANALISI CHIMICA

DELL'ACQUA MINERALE DA TAVOLA "RIO D'OLIVETO"

NEI TENIMENTI D'OLIVETO-CITRA (SALERNO)

MEMORIA

di A. PIUTTI ed E. COMANDUCCI

presentata nell' adunanza del dì 12 Febbraio 1910

DESCRIZIONE DELLA SORGENTE

Nella regione del fiume Sele, ricca di acque minerali, solfuree, termali, e precisamente sopra la riva destra molto scoscesa che si trova a circa tre chilometri da Contursi, in una pianura a quasi 15 metri sul livello del fiume, da cui dista circa 50 metri, si trova, fra rocce e piante annose, la sorgente dell'acqua minerale da noi analizzata. Questa regione, denominata Chiaviche, dall'odore d'idrogeno solforato che si sprigiona da diverse piccole sorgenti, è di proprietà del sig. Ferdinando Rio di Oliveto-Citra e di Antonio dell'Orto.

La sorgente è divisa in tre polle poco profonde, della superficie di 2 o 3 mq, comunicanti fra loro ed il cui fondo è ricoperto di uno strato argilloso, biancastro per solfo depositatovisi, proveniente dalla decomposizione dell'idrogeno solforato.

Questa sorgente molti anni addietro rimase inerte ed ebbe un' intermittenza di lunghi periodi; oggi, da più di 15 anni, è in continuo efflusso. Dal fondo delle polle escono, in punti diversi, emanazioni gassose che la fanno sembrare in continua ebollizione. Quest' acqua che si trova abbastanza lontana da abitazioni, lavatoi, concimaie, ecc., ha servito e serve tutt'ora come acqua potabile di cui la contrada è mancante e nella stagione estiva viene adoperata anche per bagni che producono una rilevante irritazione cutanea, e dai quali gli ammalati pare ritraggano uno speciale benessere.

OSSERVAZIONI ED ANALISI FATTE ALLA SORGENTE

PROPRIETÀ FISICHE ED ORGANOLETTICHE.

Temperatura dell'acqua e dell'aria. Venne determinata il 30 luglio 1909 con un termometro a massimi e minimi mantenendosi costante a 20°,5, mentre quella dell'ambiente era di 25°, al mattino ed alla sera e di 30° a mezzogiorno.

Colore e limpidità. È incolora e limpida quasi come l'acqua distillata con la quale venne paragonata entro tubi di vetro lunghi 75 cm e larghi 2.

Reazione. Le carte azzurre di tornasole arrossarono leggermente, ma quasi subito assunsero un colore ancora più azzurro; quelle rosse e quelle neutre invece restarono inalterate sul momento, ma poi divennero rapidamente azzurre. (Presenza di bicarbonati alcalini).

Sapore e odore. Saggiata in un bicchiere a calice presentò lievissimo odore di acido solfidrico ed un sapore acidulo, gradevole, frizzante.

SAGGI QUALITATIVI. [α) *Positivi*].

Anidride carbonica libera o carbonati alcalini. Dibattuta con egual volume di acqua di calce limpida, dette un precipitato bianco che subito scomparve.

Carbonati e bicarbonati. Trattata con acido cloridrico diluito dette abbondante effervescenza, senza aumentare l'odore di acido solfidrico.

Acido solfidrico. Le carte all'acetato di piombo non annerirono, ma la soluzione di iodo si decolorò con deposito di solfo ed il carbonato di cadmio si ingiallì.

Calcio e magnesio. Addizionato con carbonato e idrato sodico, dette un abbondante precipitato bianco.

Ferro. Con acido gallico e con acido tannico si ebbe una lievissima colorazione rossa.

[β) *Negativi*].

Solfuri. Con nitroprussiato sodico non si colorò.

Acido nitroso. Col reattivo di Griess non si ebbe colorazione alcuna, neanche dopo qualche tempo.

1. Determinazione dell'acido solfidrico

Venne eseguita in 150 cc. di acqua, con soluzione N/10 di iodo, impiegando la salda d'amido come indicatore. I risultati furono i seguenti:

	1	2	3	media
Subito . . . . . cc. I N/10	0,65	0,60	0,70	0,65
dopo 1/4 d'ora . . »	0,45	0,50	0,50	0,48
» 3/4 » . . »	0,50	0,40	0,45	0,45
» due ore . . »	0,35	0,30	0,30	0,32

Da questi risultati si deduce che l'acido solfidrico in soluzione si decompone abbastanza presto lasciando l'acqua a sè stessa, specialmente a contatto dell'aria.

Calcolando per 1000 cc. di acqua, al massimo si trovano gr. 0,00793 di acido solfidrico ed in media 0,00736.

2. Idrotimetria

I saggi idrotimetrici vennero fatti alla sorgente col metodo Boutron e Boudet, diluendo l'acqua in esame con tre volte il volume di acqua distillata, per la determinazione della durezza totale, e con due volte quella bollita precedentemente, per la ricerca della durezza temporanea e permanente.

— 23 gradi idrotimetrici francesi, corrispondevano a 40 cc. della soluzione di cloruro di calcio al 0,25 ‰.

I risultati furono:

1. 40 cc. dell'acqua diluita (10 : 40) richiesero gradi francesi 36,5. (Altra prova 36,3).

2. 100 cc. dell'acqua in esame, bollita per tre quarti d'ora e riportata a volume con acqua distillata, dopo raffreddamento a temperatura ordinaria, venne filtrata. 20 cc. del liquido portato a 40 cc. con acqua distillata, richiesero gradi 12. (Altra prova 12,2).

Da questi saggi abbiamo per 40 cc. di acqua in esame:

1. Durezza totale (tutti i sali di calcio e magnesio) eguale a gradi francesi 145,6.

2. Durezza permanente (dei sali di magnesio e di calcio non carbonati) eguale a gradi 24,2 — 3 = 21,2.

Da cui si calcola:

Durezza totale	gradi	francesi	145,6
» *permanente* . . .	»	»	21,2
» *temporanea* . . .	»	»	124,4

ANALISI ESEGUITE IN LABORATORIO

I. ANALISI QUALITATIVA

L'analisi qualitativa, eseguita secondo R. Fresenius (11. edizione francese, § 247-249) fornì i seguenti risultati:

A. *Corpi che si trovano in notevole quantità* (ricerca fatta con 1090 cc. di acqua bollendo in buona capsula di porcellana e mantenendo il livello con acqua distillata).

1. Precipitati coll'ebollizione:

Acidi	*Basi*
Carbonati (abbondanti)	Calcio (abbondantissimo)
Solfati (piccola quantità)	Magnesio (discreta quantità)
Fosfati (tracce)	Ferro (tracce)
Silice (traccia)	Alluminio (tracce)

2. Rimasti in soluzione, dopo il riscaldamento:

Acidi	*Basi*
Carbonico (discreta quantità)	Calcio (discreta quantità)
Solforico (» »)	Magnesio (» »)
Cloridrico (abbondante)	Potassio (piccola »)
Fosforico (tracce)	Sodio (» »)
Nitrico (tracce)	Ferro (tracce)
	Alluminio (tracce)

La ricerca dell'ammoniaca venne eseguita concentrando a piccolo volume 500 cc. dell'acqua in esame acidulata con acido cloridrico, ma si ebbe risultato negativo ed egualmente dette risultato negativo la ricerca dell'acido nitroso, dell'acido silicico e dei metalli pesanti.

B. *Corpi che si trovano in piccola quantità.* (Vennero riscontrati sopra 8700 cc. dell'acqua).

1. Insolubili nell'acqua dopo ebollizione e concentrazione:

Acidi	*Basi*
Carbonico (abbondantissimo)	Calcio (abbondantissimo)
Solforico (abbondante)	Magnesio (abbondante)
Fosforico (appena)	Ferro (tracce)
Silicico (piccola quantità)	Alluminio (piccola quantità)
	Bario (tracce)

2. Solubili nell'acqua dopo ebollizione ed evaporazione a secco:

Acidi	*Basi*
Nitrico (tracce)	Litio (piccolissima quantità)
Borico (»)	Sodio (discreta)
Iodidrico (piccola quantità)	Potassio (piccola quantità)
Bromidrico (» »)	

C. *Corpi che si trovano in piccolissima quantità.* (Vennero rinvenuti impiegando 80 litri di acqua).

Acidi	*Basi*
Titanio (tracce)	Manganese (tracce)
	Alluminio (piccola quantità)
	Litio (discreta quantità)
	Bario (tracce)

Riassunto della composizione qualitativa dell' acqua in esame:

Anioni —	Ac. Cloridrico.	discreta quantità
	» Bromidrico	piccolissima quantità
	» Iodidrico	» »
	» Solfidrico.	piccola quantità
	» Solforico	discreta »
	» Carbonico	abbondante quantità

Anioni — Ac.	Borico	tracce
»	Fosforico	»
»	Silicico	piccola quantità
»	Titanico	tracce
»	Nitrico	piccolissima quantità
Cationi —	Litio	» »
	Sodio	discreta quantità
	Potassio	piccola »
	Calcio	abbondante quantità
	Bario	tracce
	Magnesio	abbondante quantità
	Manganese	tracce
	Alluminio	piccola quantità
	Ferro	piccolissima quantità

II. ANALISI QUANTITATIVA

Le determinazioni quantitative vennero fatte sopra i campioni di acqua prelevati il 30 luglio 1909, entro bocce di vetro di varie capacità e damigiane ben pulite con acido solforico, cloridrico, acqua distillata ed acqua in esame: riempite infine alla sorgente da uno di noi, attingendo l'acqua con un secchio di ferro zincato.

3. Peso specifico

Venne determinato con due boccette a collo strozzato, ripiene alla sorgente e saldate alla lampada. Le pesate vennero fatte a 20° riferendo il peso specifico all'acqua distillata. I risultati furono:

	I	II
Boccetta + acqua in esame	130 — 2,7513	140 — 4,6548
» + » distillata	130 — 2,9814	140 — 3,4412
» vuota ed asciutta	130 — 102,5573	140 — 104,2379
Peso specifico	1,0023	1,0021

Media del peso specifico. . . 1,0022

4. Sostanze sospese

Si determinarono raccogliendo sopra un filtro seccato e pesato la porzione sospesa in 1500 cc. di acqua prelevata alla sorgente in una boccia a parte.

Il residuo, seccato a 100°, al microscopio apparve formato principalmente da sostanze minerali e da solfo e corrispondeva a gr. 0,0029 per 1000 cc. di acqua.

La presenza di queste sostanze è dovuta alla scomposizione dell'idrogeno solforato ed allo sviluppo gassoso che solleva continuamente il materiale del fondo delle polle.

5. Residuo fisso

In una capsula di platino pesata si evaporarono a b. m. 200 gr. dell'acqua in esame contenuta in una piccola boccia a tappo smerigliato e filtrandola al momento. Il residuo venne seccato a 100°, poi a 120° ed a 180°, indi al rosso e di nuovo a 180° dopo ripetuto trattamento con acqua carbonica.

I risultati riferiti a 1000 gr. di acqua, furono i seguenti:

	100°	120°	180°	al rosso incipiente	a 180° dopo trattamento carbonico
Residuo	1,8395	1,8365	1,8180	1,2455	1,8155

Da cui si calcolano le seguenti perdite:

Perdita a 120°	gr. 0,0030	per	1000	gr.	di acqua
» a 180°	» 0,0185	»	»	»	»
» al rosso	» 0,5940	»	»	»	»
» da 180° al rosso	» 0,5725	»	»	»	»
» a 180° dopo trattamento carbonico	» 0,0025	»	»	»	»

6. Gas disciolti

I gas disciolti vennero ricercati nell'acqua contenuta in tre palloni riempiti alla sorgente. Essi erano della capacità di circa 1000 cc. chiusi da un tappo di gomma ad un foro pel quale passava una squadra di vetro chiusa nella parte che penetrava nel pallone e munita di un foro laterale nella stessa parte.

Durante il riscaldamento l'acqua dapprima si intorbidò notevolmente e poi fornì un precipitato bianco, mentre si sviluppò una quantità abbondante di gas che venne raccolto con una disposizione speciale in un recipiente ripieno di acqua satura di cloruro di sodio, in modo che il gas non vi gorgogliasse.

I gas furono analizzati con gli apparecchi di Hempel, facendo assorbire l'H^2S e l'CO^2 dalla soluzione concentrata di potassa caustica, l'ossigeno dal fosforo e considerando come azoto ciò che rimaneva non assorbito.

I risultati avuti su tre campioni di acqua, furono i seguenti:

Peso dell'acqua	Volume in cc. del gas				Temperatura	Pressione mm.	Volume corretto a 0° e 760mm				Volume dei gas riferiti a 20°.5 e 760mm		
								in 1000 gr. di acqua					
gr.	Totale	preso in esame	Componenti	dei singoli componenti			nei 100 cc. presi in esame	Totale	Componenti	dei singoli componenti	Totale	Componenti	dei singoli componenti
1112	1180	100	CO^2 H^2S	96,8	16°	758,2	92,79	1061	CO^2 H^2S	984,5	1141	CO^2 H^2S	1058,5
			N	3,2	»	»	3,07		N	32,57		N	35,02
1170	1260	100	CO^2 H^2S	97	»	759,4	93,13	1077	CO^2 H^2S	1003	1157,9	CO^2 H^2S	1078,5
			N	3	»	»	2,88		N	31,02		N	33,35
		100	CO^2 H^2S	96,7	»	759,4 »	92,81		CO^2 H^2S	999,9		CO^2 H^2S	1075,5
			N	3,3	»	»	3,17		N	34,14		N	33,48
1166	1250	100	CO^2 H^2S	96,1	»	761 »	91,12	1072	CO^2 H^2S	1009	1152,7	CO^2 H^2S	1084,5
			N	3,6	»	»	3,515		N	37,68		N	37,81
		100	CO^2 H^2S	97	»	» »	94,70		CO^2 H^2S	1015,5		CO^2 H^2S	1092
			N	3	»	»	2,93		N	31,41		N	33,84

La media di queste determinazioni, per 1000 gr. di acqua, è la seguente:

	In volume	
	a 0° e 760mm	a 20°.5 e 760mm
CO^2 H^2S	1002,4	1077,8
N	33,36	34,70

Detraendo la quantità di H^2S trovato alla sorgente ed in laboratorio, abbiamo per 1000 gr. di acqua:

	In volume cc.		In peso mgr.
	a 0° e 760mm	20°.5 e 760mm	
CO^2 [1]	997,20	1072,21	1959,5
H^2S	5,20	5,59	7,91
N	33,36	34,70	41,73

[1]) Libera e semicombinata.

7. Gas che si sprigionano spontaneamente alla sorgente

Per prelevare i campioni di questi gas, venne sovrapposto sul punto del maggiore sviluppo, un grande imbuto di zinco tenuto immerso con dei pesi di piombo e che era in comunicazione con una serie di tubi di vetro del diametro di 1,5-2 cm. e lunghi 20-25, distesi sopra una tavola adagiata sui margini della sorgente, e congiunti fra loro con tubo di gomma a piccolo foro.

Dopo aver lasciato passare il gas per cinque ore, i tubi vennero chiusi alla lampada per mezzo di una eulipila, cominciando da quello più lontano all' imbuto.

I gas vennero rapidamente travasati nelle campanelle di Hempel ripiene di soluzione satura di cloruro di sodio ed immediatamente analizzati. L'acido solfidrico venne invece determinato facendo gorgogliare lentamente un volume noto del gas attraverso una soluzione N/10 di iodio e titolando l'eccesso di questo con soluzione N/10 di iposolfito sodico; l'anidride carbonica detraendo l'acido solfidrico dal volume del gas assorbito dalla potassa caustica; l'ossigeno dal volume assorbito col fosforo, ed il residuo venne considerato come azoto.

I risultati furono i seguenti:

	cc. del gas in esame	cc. di I N/10	cc. di $Na^2S^2O^3$ N/10	Differenza cc. I N/10 che han reagito	H^2S	
					in peso	in vol. a 0° e 760mm per 100 cc. di gas
1	95	5,00	3,65	1,35	2,40	1,58
2	95	5,00	3,40	1,60	2,87	1,89
3	100	5,00	3,50	1,50	2,58	1,70

Pel gas assorbito dalla KOH e per quello non assorbito dalla KOH e dal fosforo, abbiamo:

	Volume del gas			Temperatura	Pressione	Volume corretto a 0° e 760mm				
	Totale in esame	componenti	cc.			Totale	componenti	cc.	per 100 cc. del gas totale	
									componenti	cc.
1	95	CO^2 H^2S	89,8	15°	762	88,18	CO^2 H^2S	83,36	CO^2 H^2S	94,53
		N	5,2				N	4,83	N	5,47
2	95	CO^2 H^2S	89,8	»	»	88,18	CO^2 H^2S	83,36	CO^2 H^2S	94,52
		N	5,2				N	4,83	N	5,48
3	100	CO^2 H^2S	94,4	»	759	92,45	CO^2 H^2S	87,03	CO^2 H^2S	94,18
		N	5,6				N	5,38	N	5,82

Facendo la media di queste determinazioni e detraendo dall'insieme di CO^2 ed H^2S quest'ultimo, abbiamo per 100 cc. di gas:

CO^2	cc. 92,69
H^2S	» 1,72
N (parte non assorbita da KOH e P) . .	» 5,59

8. Determinazione dell'acido solfidrico disciolto

Questa determinazione venne eseguita sopra due campioni prelevati alla sorgente entro bocce a tappo smerigliato. In una furono introdotti cc. 1800 di acqua e cc. 16,8 di soluzione N 10 di iodio in modo che questo reattivo fosse in eccesso; l'altra prova conteneva cc. 450 di acqua ed un eccesso di carbonato di cadmio preparato di recente.

Altra determinazione venne fatta dopo 4 mesi nell'acqua contenuta in una piccola damigiana di 12 litri ben chiusa con tappo di sughero avvolto con pergamena. Per questa determinazione in 2000 cc. di acqua si introdussero 10 cc. di iodio N 10.

Ecco i risultati delle tre analisi precedenti:

I. Titolato l'accesso di iodio con soluzione N/10 di iposolfito sodico usando come indicatore la salda d'amido, ne occorsero di quella cc. 8.4. quindi in 1800 cc. di acqua vi erano $8,4 \times 1,7 = $ mgr. 14,28 di H^2S da cui si calcola che in 1000 cc. ne sono contenuti gr. 0,007933.

II. *Determinazione per pesata*. Tutto il contenuto della seconda prova venne raccolto sopra un filtro, lavato con acido acetico e poca acqua, quindi lo S del solfuro trasformato con HNO^3 in H^2SO^4 e pesato sotto forma di solfato di bario. Di questo se ne ottenne gr. 0,0249 da cui calcolando la quantità di H^2S contenuta in 1000 cc. di acqua, si ottengono gr. 0,007894 di H^2S.

III. Questa determinazione venne eseguita come la I. Per 10 cc. di iodo N/10, occorsero cc. 7,1 di iposolfito sodico N 10, da cui si calcola che in 1000 cc. di acqua, dopo 4 mesi che era rimasta rinchiusa in una damigiana in laboratorio, erano ancora disciolti gr. 0.002465 di acido solfidrico.

Riassumendo, abbiamo:

H^2S	Subito dopo prelevato il campione	I. gr.	0,007933	per 1000 cc.	di acqua	
		II. »	0,007894	»	»	»
		media »	0,007913	»	»	»
	Dopo 4 mesi che era prelevato	III. »	0,002465	»	»	»

Calcolando per 1000 gr. di acqua, abbiamo:

H^2S	Subito dopo prelevato il campione	gr. 0,0079303
	Dopo 4 mesi che era prelevato	» 0,0024704

9. Anidride carbonica libera, semicombinata e combinata

Per questa determinazione venne adoperato il metodo Pettenkofer e Trillich, modificato da Sutton, impiegando l'acqua contenuta in una bottiglia di circa 500 cc. riempita alla sorgente. Siccome la quantità di anidride carbonica è rilevante, così per tale determinazione si impiegarono 50 cc. dell'acqua, 10 cc. di soluzione di cloruro di bario al 10 % e 90 cc. di soluzione baritica titolata con soluzione di HCl tale che 1 cc. corrispondeva ad 1 mgr. di CO^2.

50 cc. del liquido limpido richiesero cc. 15,3 di acido cloridrico
altri 50 cc. » » » » 15,2 » » »

mentre il restante liquido più il precipitato, ne richiesero cc. 139,9.

In altra prova si ebbero quest'altri risultati:

50 cc. liquido limpido, richiesero	cc.	15,7	di HCl
altri 50 » » »	»	15,2	»
restante liquido più il precipitato	»	140,8	»

Facendo la *media* di queste due determinazioni, abbiamo:

primi 50 cc. liquido limpido	cc.	15,5	di HCl
secondi 50 » » »	»	15,2	»
restante liquido più precipitato	»	140,35	»

Ora siccome 10 cc. della soluzione baritica richiesero cc. 16,6 di HCl, così 10 cc. della soluzione baritica corrispondono a mgr. 16,6 di CO^2, quindi

$$\frac{15.5 + 15.2}{2} = \frac{30.7}{2} = 15.35 \text{ media}$$

$$15.35 \times 3 = 46.05 \text{ cc. HCl per la barite libera} = \text{mgr. } 46.05\ CO^2$$

corrispondente alla barite libera, ma:

$$10 : 16.6 :: 90 : x \qquad x = 150.107 \text{ mgr. } CO^2 \text{ corrisp. alla barite impiegata}$$

quindi

$$150.107 - 46.05 = 104{,}057 \text{ mgr. } CO^2 \text{ libera e semicombinata} + \text{del Mg O},$$

ma in 50 cc. di acqua in esame vi sono mgr. 3,37 di Mg che corrispondono a mgr. 6,087 di CO^2, ossia a cc. 6,087 di HCl.

Quindi il CO^2 *libero e semicombinato* sarà

$$104.057 - 6.087 = \text{mgr. } 97.970.$$

Inoltre

$$140.35 - 15.35 = \text{mgr. } 125 \text{ di } CO^2 \text{ totale} + MgO \text{ per 50 cc. acqua}$$

quindi:

125 — 6.087 = mgr. 118.91 di CO^2 *totale* per 50 cc. acqua

perciò

118.91 — 97.97 = mgr. 20.94 di CO^2 *combinata* per 50 cc. acqua

ed allora abbiamo:

118.91 — (20.94 × 2) = mgr. 77.03 di CO^2 *libera* per 50 cc. acqua.

Riassumendo e calcolando per 1000 cc. e per 1000 gr. di acqua, si ottengono i seguenti valori:

	per 1000 cc. d'acqua	per 1000 gr. d'acqua
CO^2 *libera*	gr. 1,5406	gr. 1,5372
CO^2 *combinata*	» 0,4188	» 0,4179
CO^2 *semicombinata*	» 0,4188	» 0,4179
CO^2 *totale*	» 2,3782	» 2,3730

da cui si calcola il CO^2 *combinato* = gr. 0,56986 per 1000 gr. d'acqua.

10. Anidride carbonica totale

Venne determinata in palloncini riempiti alla sorgente con acqua in esame e cloruro di calcio ammoniacale limpido e turati con tappi di gomma, seguendo il metodo Kolbe con l'apparecchio Fresenius.

L'anidride carbonica venne fissata in un tubo Liebig contenente KOH ed altro ad U riempito con calce sodata. Ad ogni determinazione, si cambiava il contenuto del primo. I risultati furono i seguenti:

numero delle determinazioni	cc. di acqua	aumento peso del tubo Liebig	aumento peso del tubo ad U	gr. CO^2 totale
1	250	0,5840	0,0126	0,5966
2	250	0,5678	0,0276	0,5954
3	250	0,5800	0,0176	0,5976

Calcolando per 1000 cc. di acqua e per 1000 gr., abbiamo:

1. Anidride carbonica totale gr. 2,3864
2. » » » » 2,3816
3. » » » » 2,3904

Media » 2,3861 — per 1000 cc.

quindi per 1000 gr. di acqua, si hanno gr. 2,3808 di CO^2 *totale*.

11. Sostanze organiche ed ossigeno consumato

Quantunque nella calcinazione del residuo avuto a 100° si fosse notato solo un lievissimo imbrunimento, vennero determinate le sostanze organiche col metodo Kubel e Tiemann coi seguenti risultati:

	cc. acqua in esame	10 cc. soluz. acido ossalico (corrisp. a 1 mgr. di O) richiesero di $KMnO^4$	cc. soluz. $KMnO^4$ consumati con acqua + 10 cc. acido ossalico	differenza	media	ossig. consumato dalle sostanze organiche di 1000 cc. di acqua
1	300	4,50	6,00	1,50		mgr.
2	300	4,50	5,95	1,45	1,466	0,1078
3	300	4,50	6,05	1,45		

12. Azoto albuminoideo

Venne determinato col metodo Wankly, Chapmann e Smith, concentrando 500 cc. dell'acqua a 200, dopo aggiunta di 3 cc. di soluzione di carbonato sodico; indi fu distillata con 50 cc. di soluzione alcalina di permanganato (8 gr. $KMnO^4$, 20 gr. KOH, 100 cc. H^2O) e raccogliendo circa 120 cc. di liquido su 50 cc. di H^2SO^4 N/10. Determinato l'eccesso di acido con soluzione N/10 di Na OH, di questa ne occorsero cc. 44,7, onde l'NH^3 corrispondente all'N albuminoideo sarà mgr. 1,802 per 1000 cc. di acqua, ossia mgr. 1,485 di azoto.

13. Determinazione degli alogeni

I. Una determinazione dei tre alogeni Cl, Br, I venne fatta in 250 gr. di acqua.

II. Un'altra in 100 gr. di acqua.

III. Una terza determinando complessivamente il Br e lo I. A tal uopo si evaporarono in capsula di porcellana fino a secco a b. m., gr. 8000 di acqua, il residuo venne esaurito moltissime volte con alcole a caldo e dopo distillato il solvente, venne trattato con nitrito sodico, acido solforico diluito e solfuro di carbonio. L'*iodio* disciolto in questo solvente, dopo lavato ripetute volte con acqua e CS^2, venne titolato con soluzione N/10 di iposolfito sodico, il *bromo* invece venne determinato nel liquido acquoso diluendolo a 1000 gr. con H^2O e precipitandone 100 cc. (che contengono i cloruri e bromuri di 8000 gr. di acqua) con $AgNO^3$ in soluzione nitrica, ed il precipitato di cloruro e bromuro ottenuto, venne seccato convenientemente, tarato (IV) e sottoposto ad una corrente di cloro, indi ripesato con le dovute norme (V).

I risultati furono:

I. Cloruro, bromuro e ioduro di argento gr. 0,2320 in 250 gr. di acqua, quindi per 1000 gr. 0,9280.

II. Cloruro, bromuro e ioduro di argento gr. 0,0919 in 100 gr. di acqua, quindi per 1000 gr. di acqua, gr. 0,9190.

Media delle due precedenti determinazioni = gr. 0,9235.

III. $Na^2S^2O^3$ N/10 cc. 4,20 per gr.8000 di acqua, quindi I ‰ di acqua = gr. 0,00756.

IV. Ag Cl + Ag Br = gr. 0,7278 per 100 del liquido, quindi gr. 0,9098 per 1000 gr. di acqua in esame.

V. Perdita peso dopo il trattamento con il Cl, gr. 0,0009 cioè gr. 0,00113 ‰.

VI. Ag Cl calcolato gr. 0,9089 per 1000 gr. di acqua.

Dunque per 1000 gr. di acqua si ha:

Cl Ag	gr. 0,9083	corrispondente	a	Cl	gr. 0,22457
Br Ag	» 0,0012	»	»	Br	» 0,00051
I Ag	» 0,013987	»	»	I	» 0,00756

14. Acido solforico

Gr. 2000 di acqua vennero evaporati completamente a b. m. entro una capsula di platino larga cm. 14 profonda 7, ed il residuo venne trattato ripetute volte con acido cloridrico per liberarlo dalla silice. Separato da questa venne sciolto in acido cloridrico diluito e precipitato con cloruro di bario. Il peso del solfato di bario fu di gr. 0,6780 cioè gr. 0,3390 per 1000 gr. di acqua, da cui si calcolano gr. 0,13938 di SO^4 per 1000 gr. di acqua in esame.

15. Silice

La parte insolubile in acido cloridrico dell'operazione precedente, venne calcinata in un crogiuolo di platino. Col fluoruro di ammonio ed acido solforico concentrato si volatilizzò quasi completamente. Per i 2000 gr. di acqua, si ebbero gr. 0,0532 ossia gr. 0,0266 per 1000 gr. di acqua di silice. Altra prova fornì gr. 0,0550 per 2000, ossia 0,0275 per 1000 gr. d'acqua. Media delle due determinazioni $Si O^2$ = gr. 0,02705 per 1000 gr. d'acqua.

16. Calcio

Venne determinato dopo separata la silice, il ferro e l'allumina nel residuo di 2000 gr. d'acqua, precipitandolo con ammoniaca ed ossalato ammonico. L'abbondantissimo precipitato venne raccolto sopra un filtro, lavato, disciolto in HCl diluito e portato a 500 cc.; sopra 200 cc. di questa soluzione fu riprecipitato il calcio con ammoniaca e pesato come ossido, che allo spettroscopio mostrò di contenere tracce di bario. Per i 200 cc. di liquido si ebbero gr. 0,2171 di ossido di calcio, quindi calcolando per 1000 gr. di acqua si hanno gr. 0,2714 di Ca O, corrispondenti a gr. 0,2385 di Ca.

17. Magnesio

Separato il calcio nel modo precedentemente indicato, venne determinato nel liquido il magnesio aggiungendovi fosfato ammonico. Il precipitato lavato bene e calcinato, fu di gr. 0,2468 quindi per 1000 gr. di acqua, gr. 0,3085 di $Mg^2P^2O^7$, da cui si calcolano gr. 0,1158 di Mg O ossia gr. 0,0675 di Mg.

18. Ferro e Alluminio

Si determinarono sopra 2000 gr. di acqua dopo separata la silice. Il liquido venne precipitato con ammoniaca ed il precipitato ottenuto disciolto in acido cloridrico diluito e filtrato si riprecipitò con carbonato ammonico. L'idrato di ferro e d'alluminio così ottenuti vennero sciolti in un piccolo eccesso di acido solforico e la soluzione scaldata per scacciare l'acido cloridrico, trattata con zinco fu addizionata con soluzione N/10 di $KMnO^4$ onde titolare il ferro allo stato ferroso. Per i 2000 gr. di acqua si trovarono gr. 0,0660 di $Al^2O^3 + Fe^2O^3$, mentre l'analisi volumetrica ci dette gr. 0,00336 di Fe. Calcolando per 1000 gr. d'acqua abbiamo Al^2O^3 gr. 0,0612, Fe^2O^3 gr. 0,0048; ossia Al gr. 0,0161, Fe gr. 0,00168.

19. Sodio, potassio e litio

Questi elementi vennero determinati in 2000 gr. di acqua sbarazzata prima della silice con acido cloridrico, poi dagli altri corpi con cloruro di bario e latte di calce puro, indi dai metalli alcalino-terrosi con ammoniaca, carbonato ed ossalato ammonico. Il filtrato, dopo lavato bene il precipitato, venne evaporato nella grande capsula di platino ed il residuo calcinato e privato del bario e calcio che ancora conteneva. Il liquido contenente i cloruri alcalini, acidulato con poche gocce di acido cloridrico, venne evaporato in una piccola capsula di platino pesata ed il residuo scaldato fino a fusione. Dai cloruri alcalini, sciolti in acqua, venne determinato il potassio precipitandolo con cloruro di platino in presenza di alcole ed etere, raccogliendo il cloroplatinato sopra un filtro pesato, lavandolo con miscuglio alcole-etere e poi seccandolo a 120°.

I risultati, per 2000 gr. di acqua, furono i seguenti:

Cloruro di sodio, potassio e litio	gr. 1,2736
Cloroplatinato di potassio	» 0,0780
Cloruro di potassio corrispondente	» 0,023952

Calcolando per 1000 gr. di acqua, si ha:

Cloruro di sodio	gr. 0,62486
Sodio	» 0,2462
Cloruro di potassio	» 0,011976
Potassio	» 0,006285

Pel *Litio*, trattandosi di piccolissima quantità, venne fatta una determinazione spettroscopica come segue:

20. Litio

200 gr. di acqua in esame furono ridotti con l'ebollizione a circa la metà, indi, dopo raffreddamento e ripristinamento del volume primitivo con acqua distillata, furono filtrati. Il liquido per mezzo di una buretta venne versato in 5 cc. di acqua distillata fino a che per mezzo di uno spettroscopio Beckmann si rese visibile la linea rossa (Li α) del litio, e si trovò che ne occorsero cc. 0,55. La sensibilità dello spettroscopio fu trovata con una soluzione di cloruro di litio al 0,013 per 1000, che venne versata in 5 cc. di acqua distillata fino a fare apparire la linea rossa, e ne occorsero cc. 0,2. I fili di platino impiegati per queste due prove erano dello stesso spessore (mm. 0,17) ed all'estremità avvolti nello stesso numero di spire eguali (asse interno della spira mm. 1,82, spire n. 6, cilindretto di spire mm. 1,1 di altezza) ed inoltre vennero posti sempre alla stessa altezza e posizione della fiamma che distava dalla fessura di 5 cm.

Con quei dati si calcola che lo spettroscopio poteva scovrire gr. 0,000082 di litio, e che nell'acqua in esame vi erano gr. 0,000015 di litio, pari a gr. 0,000145 di $LiHCO^3$.

21. Acido nitrico

Venne determinato col metodo Schultz e Tiemann e coll'apparecchio Comanducci concentrando a piccolo volume 2000 gr. di acqua entro una piccola capsula di platino. Si ebbero cc. 1,2 di NO a 18° e 754^{mm},5 di pressione, cioè gr. 0,0015 di NO^3 a 0° e 760^{mm} per 1000 gr. di acqua e gr. 0,001613 a 20°,5 e 760^{mm}.

22. Alcalinità del residuo seccato a 180°

(Carbonati alcalini)

Gr. 1,0004 di residuo vennero posti sopra un filtro Berzelius, lavati bene con acqua distillata calda e il liquido venne titolato con soluzione N/10 di acido solforico usando come indicatore l'arancio di metile. Occorsero cc. 17,05 di soluzione titolata, quindi per il residuo a 180° di 1000 gr. di acqua, si calcolano cc. 31. Riferendo l'alcalinità in CO^2 si hanno gr. 0,06820, in Na^2CO^3 gr. 0,1643.

23. Alcalinità dell'acqua dopo ebollizione

(Bicarbonati alcalini)

Gr. 200 di acqua vennero bolliti entro la nota capsula di platino e poi ripristinato il volume primitivo con acqua distillata e filtrato. 100 cc. del liquido, titolato come sopra, richiesero cc. 3,15 di acido solforico. Calcolando l'alcalinità in CO^2 per 1000 gr. d'acqua si hanno gr. 0,06828, in Na^2CO^3 gr. 0,16695 ed in $NaHCO^3$ gr. 0,2646.

24. Calcio e magnesio solubile dopo ebollizione dell'acqua

(Cloruri e solfati)

Gr. 250 di acqua furono fatti bollire a ricadere per un'ora, indi sul filtrato venne eseguita la determinazione del calcio e del magnesio, il primo precipitandolo con ossalato ammonico ed il secondo con fosfato sodico. I risultati furono: ossido di calcio gr. 0,0015, pirofosfato di magnesio gr. 0,0306; quindi per 1000 gr.di acqua, abbiamo:

Ossido di calcio	gr. 0,0062
Calcio	» 0,00443
Pirofosfato di magnesio	» 0,0774
Magnesio	» 0,01693

25. Calcio e magnesio solubile in acqua, dopo l'evaporazione a secco

(Cloruri e solfati)

Gr. 1,0020 di residuo a 180° vennero lavati parecchie volte con acqua calda e sul liquido determinati il calcio ed il magnesio nel modo solito. I risultati furono: ossido di calcio gr. 0,0032, pirofosfato di magnesio gr. 0,0418. Calcolando per il residuo di 1000 gr. di acqua, abbiamo:

Ossido di calcio	gr. 0,0058
Calcio	» 0,00414
Pirofosfato di magnesio	» 0,0758
Magnesio	» 0,01658

Facendo la media di queste due ultime determinazioni pel calcio e magnesio nell'acqua e nel residuo, abbiamo:

Ossido di calcio	gr. 0,0060 ;	*Calcio*	gr. 0,00428	per 1000 gr. d'acqua
Pirofosfato di magnesio	» 0,00428 ;	*Magnesio*	» 0,01676	» »

RIASSUNTO DELL' ANALISI QUANTITATIVA

per 1000 gr. di acqua

I. Dati analitici (medie)

(3)	Peso specifico a 20°. C			gr.	1,0022
(4)	Sostanze sospese (minerali)			»	0,0029
(5)	Residuo a 100°			»	1,8395
	» » 120°			»	1,8365
	» » 180°			»	1,8180
	» » rosso incipiente			»	1,2455
	» dopo trattamento carbonico			»	1,8155
	Perdita di peso a 180°			»	0,0185
	» » » al rosso incipiente			»	0,5940
	» » » da 180° al rosso incipiente			»	0,5725
	» » » a 180° dopo trattamento carbonico			»	0,0025
(6)	Gas disciolti a 20°.5 e 760mm				
	Anidride carbonica	cc.	1072,21	»	1,9595
	Acido solfidrico	»	5,59	»	0,00791
	Azoto (parte non assorbita da fosforo e KOH)	»	34.70	»	0,04173
(7)	Gas che si sprigionano dal fondo della sorgente e attraversano l'acqua; per 100 cc. di gas a 0 e 760mm				
	Anidride carbonica	»	92,69		
	Acido solfidrico	»	1,72		
	Parte non assorbita da potassa caustica e fosforo	»	5,59		
(1)	Acido solfidrico libero disciolto (determinazione fatta alla sorgente)			gr.	0,00793
(8)	» » » » (determ. completata in laboratorio)			»	0,007913
	» » » » (dopo 4 mesi in recipienti chiusi)			»	0,002465
(9)	Anidride carbonica combinata			»	0,4179
	» » semicombinata			»	0,4179
	» » libera			»	1,5372
(9, 10)	» » totale (metodo Pettenkofer-Trillich)			»	2,3730
	» » » (metodo Kolbe-Fresenius)			»	2,3808
(22)	» » dei carbonati alcalini (nel residuo a 180°)			»	0,0682
(23)	» » » » » (acqua bollita e filtrata)			»	0,06828
(11)	Sostanze organiche espresse in ossigeno consumato			mgr.	0,1078
(12)	Azoto albuminoideo espresso in ammoniaca			»	1.802
(13)	Cloruro di argento (dal cloro)			gr.	0.9083
	Ioduro di argento (dall' iodio)			»	0,013987
	Bromuro di argento (dal bromo)			»	0,0012
(14)	Solfato di bario (dall'acido solforico)			»	0,3390
(15)	Silice			»	0,02705
(16)	Ossido di calcio (totale)			»	0,2714
(24, 25)	» » (dal cloruro o solfato)			»	0,0060
(17)	Pirofosfato di magnesio (totale)			»	0,3085
(24, 25)	» » (dal cloruro o solfato)			»	0,00428
(18)	Ossido di ferro			»	0,0048
(18)	Ossido di alluminio			»	0,0612
(19)	Cloruro di sodio (dal sodio)			»	0,62486
	» » potassio (dal potassio)			»	0,011976

(20)	Litio	gr.	0,000015
(21)	Ossido di azoto (dai nitrati) a 18° e 754^{mm}	cc.	0,6
(2)	Durezza totale	gradi francesi	145,6
	» permanente	» »	21,2
	» temporanea	» »	124,4

Acido borico
» fosforico
» titanico
Bario
Manganese
} in piccolissima quantità

II. Dati dedotti dai precedenti

(9, 10)	Anidride carbonica totale (media)	CO^2	gr.	2,37706
(9)	» » libera (media)	CO^2	»	1,53940
(1, 8)	Acido solfidrico	H^2S	»	0,007913
(15)	Silice	SiO^2	»	0,02705
	Ione carbonico totale	CO^3	»	3,24144
	» bicarbonico totale	HCO^3	»	3,29547
(22, 23)	» » dei bicarbonati alcalini	HCO^3	»	0,09455
(9)	» carbonico combinato	CO^3	»	0,56986
(13)	» cloro	Cl	»	0,2245
	» iodio	I	»	0,00756
	» bromo	Br	»	0,00051
(14)	» solforico	SO^4	»	0,13938
(21)	» nitrico	NO^3	»	0,0015
(20)	» litio	Li	»	0,000015
(19)	» sodio	Na	»	0,2462
	» potassio	K	»	0,006285
(16)	» calcio (totale)	Ca	»	0,2385
(24, 25)	» » (dal solfato o cloruro)	Ca	»	0,00428
(17)	» magnesio (totale)	Mg	»	0,0675
(24, 25)	» » (dal solfato o cloruro)	Mg	»	0,01676
(18)	» ferro	Fe″	»	0,00168
(18)	» alluminio	Al	»	0,0161

III. Calcolo

a) Iodio dosato (13) 0,00756
Sodio corrispondente 0 00137

Ioduro di sodio = 0,00893 = NaI

b) Bromo dosato (13). 0,00051
Sodio corrispondente 0,000147

Bromuro di sodio = 0,000657 = NaBr

c) Litio dosato (20) 0,000015
Cloro corrispondente 0,000076

Cloruro di litio = 0,000091 = LiCl

d) Cloro trovato (13) 0,224570
» combinato col litio (*c*) 0,000076

Differenza = 0,224494

e) Cloro rimasto (*d*) 0,224494
Sodio corrispondente 0,146000

Cloruro di sodio = 0,370494 = $NaCl$

f) Ione nitrico, NO^3, dosato (21) 0,001500
Potassio corrispondente 0,003885

Nitrato di potassio = 0,005385 = KNO^3

g) Potassio trovato (19) 0,006285
» combinato coll' NO^3 0,002385

Differenza = 0,003900

h) Potassio rimasto (*g*) 0,00390
Ione solforico, SO^4, corrispondente 0.00478

Solfato di potassio = 0,00868 = K^2SO^4

i) Calcio solubile dopo ebollizione o solubile nel residuo . . . 0,00428
Ione solforico, SO^4, corrispondente 0,01024

Solfato di calcio = 0,01452 = $CaSO^4$

k) Magnesio solubile dopo ebollizione o solubile nel residuo . . 0,01676
Ione solforico, SO^4, corrispondente 0,06604

Solfato di magnesio = 0,08280 = $MgSO^4$

l) Ione solforico totale (14) 0,13938
» » combinato con K (*h*) . . . 0,00478
» » » » Ca (*i*) . . . 0,01024
» » » » Mg (*k*) . . . 0,06604

0,08106

Differenza = 0,05832

m) Ione solforico rimasto (*l*) 0.05832
Sodio corrispondente 0,02738

Solfato di sodio = 0,08570 = Na^2SO^4

n) Sodio totale trovato (19) 0,246200
» combinato con I (*a*) 0,001370
» » » Br (*b*) 0,000147
» » » Cl (*e*) 0,146000
» » » SO^4 (*m*) 0,027380

0,174897

Differenza = 0,071303

o) Sodio rimasto (*n*) 0,071303
Ione carbonico, CO^3, corrispondente 0,093000

Carbonato di sodio = 0,164303 = Na^2CO^3

p) Calcio totale determinato (16) 0,23850
» combinato con SO^4 (*i*) 0,00428

Differenza = 0,23422

q) Calcio rimasto (*p*). 0,23422
Ione carbonico, CO^3, corrispondente 0,35143

Carbonato di calcio = 0.58565 = $CaCO^3$

r) Magnesio totale dosato (17) 0,06750
» combinato con SO^4 (*k*) 0,01676

Differenza = 0,05074

s) Magnesio rimasto (*r*) 0,05074
Ione carbonico, CO^3, corrispondente 0,12497

Carbonato di magnesio = 0,17571 = $MgCO^3$

t) Ferro trovato (18). 0,00168
Ione carbonico, CO^3, corrispondente 0,00180

Carbonato ferroso = 0,00348 = $FeCO^3$

u) Ione carbonico totale trovato (media) . . . . . CO^3 = 3,24420 = CO^2 2,37911
» » combinato col Na (*o*) . . 0,09300
» » » » Ca (*q*) . . 0,35143
» » » » Mg (*s*) . . 0,12497
» » » » Fe (*t*) . . 0,00180

0,57120 = CO^2 0,41888

CO^3 = 2,67300 = CO^2 1,96023

v) Anidride carbonica totale (media) 2,37706
» » combinata (*u*) 0,41888

CO^2 *libera e semicombinata* = 1,95818
CO^2 *semicombinata* 0,41888

CO^2 *libera* = 1,53930

Composizione probabile del residuo a 180° di 1000 gr. di acqua

Ioduro di sodio	NaI	gr. 0,008930
Bromuro di sodio	NaBr	» 0,000657
Cloruro di sodio	NaCl	» 0,370500
» » litio	LiCl	» 0,000091
Nitrato di potassio	KNO^3	» 0,003885
Solfato di potassio	K^2SO^4	» 0,008680
» di calcio	$CaSO^4$	» 0,014520
» di magnesio	$MgSO^4$	» 0,082800
» di sodio	Na^2SO^4	» 0,085700
Carbonato di sodio	Na^2CO^3	» 0,164303
» di calcio	$CaCO^3$	» 0,585650
» di magnesio	$MgCO^3$	» 0,175710
» di ferro	$FeCO^3$	» 0,003480
Ossido di alluminio	Al^2O^3	» 0,061200
Silice	SiO^2	» 0,027050

Somma gr. 1,593156
Residuo trovato a 180° » 1,818000

Differenza gr. 0,224844

26. Controllo

Gr. 250 di acqua vennero evaporati in una capsulina di platino tarato ed il residuo, dopo essere umettato con acido solforico, venne evaporato a secco e scaldato al rosso in presenza di carbonato ammonico. I solfati rimasti ammontarono a gr. 0,4993.

Altra determinazione fatta con 100 gr. di acqua dette gr. 0,1996 di solfati. Calcolando per 1000 gr. d'acqua, abbiamo per la prima determinazione gr. 1,9972, e per la seconda 1,9960; quindi una media di gr. 1,9966.

Calcolando in solfati i singoli componenti, si ha:

Trovato:	Sodio	gr. 0,2462	Calcolato in solfato di sodio	gr. 0,75270
	Potassio	» 0,006285	» » » » potassio	» 0,01399
	Litio	» 0,000015	» » » » litio	» 0,000117
	Calcio	» 0,2385	» » » » calcio	» 0,80904
	Magnesio	» 0,0675	» » » » magnesio	» 0,33350
	Ferro	» 0,00168	» come sesquiossido	» 0,00240
	Alluminio	» 0,01610	» » »	» 0,03036
	Silice	» 0,02705	»	» 0,02705

Somma gr. 1,969157
Trovato direttamente (26) » 1,996600

Differenza gr. 0,027443

Composizione probabile degli elementi sciolti

in 1000 gr. dell'acqua in esame

(Temp. 20°,5 C — Densità a 20° C = 1.0022)

Anidride carbonica libera (media)	CO^2	gr. 1,53940
Acido solfidrico libero (appena prelevato il campione d'acqua)	H^2S	» 0,007913
» » » (dopo 4 mesi)	»	» 0,002465
Azoto	N	» 0,04173
Silice	SiO^2	» 0,02705
Solfato di calcio	$CaSO^4$	» 0,00868
» di magnesio	$MgSO^4$	» 0,0828
» di sodio	Na^2SO^4	» 0,0857
Cloruro di sodio	NaCl	» 0,3705
Ioduro di sodio	NaI	» 0,00893
Bromuro di sodio	NaBr	» 0,000657
Cloruro di litio	LiCl	» 0,000091
Nitrato di potassio	KNO^3	» 0,003885
Bicarbonato di sodio	$NaHCO^3$	» 0,26015
» di calcio	$Ca(HCO^3)^2$	» 0,94754
» di magnesio	$Mg(HCO^3)^2$	» 0,30478
» di ferro	$Fe(HCO^3)^2$	» 0,005345
» di alluminio	$Al(HCO^3)^3$	» 0,12476
Borati, Fosfati, Acido titanico, Sali di bario, » di manganese — in piccolissima quantità.		
Sostanze organiche (ossigeno consumato)		mgr. 0,1078
Azoto albuminoideo (espresso in ammoniaca)		» 1,802

CONCLUSIONE

Dai risultati analitici riferiti, si può considerare l'acqua da noi analizzata, come una buona acqua da tavola, gradevole, frizzante, del tipo: ALCALINA, CALCAREO, MAGNESIACA, FORTEMENTE CARBONICA, LEGGERMENTE SULFUREA, LITIACA E IODICA *che contiene inoltre piccolissime quantità di* ACIDO BORICO.

Istituto Chimico Farmaceutico R. Università, Napoli.
Gennaio 1910.

finita di stampare il dì 7 Aprile 1910

SOCIETÀ REALE DI NAPOLI

ATTI

DELLA

REALE ACCADEMIA DELLE SCIENZE FISICHE E MATEMATICHE

SERIE SECONDA

VOL. XIV.

CON 6 TAVOLE

NAPOLI
TIPOGRAFIA DELLA R. ACCADEMIA DELLE SCIENZE FISICHE E MATEMATICHE
DIRETTA DA E. DE RUBERTIS FU MICHELE
1910